

Über die Ventilation der Thermokline des Indischen Ozeans

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Johannes Karstensen

aus

Husum/Nordfriesland

*Über die Ventilation der Thermokline des
Indischen Ozeans*

Über die Ventilation der Thermokline des Indischen Ozeans

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Johannes Karstensen

aus

Husum/Nordfriesland

Hamburg

1999

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. D. Quadfasel und
Prof. Dr. J. Meincke

Hamburg, den 7.7.1999

Prof. Dr. U. Bismayer
Dekan
des Fachbereichs Geowissenschaften

Eine Theorie ist eine Theorie, keine Realität. Alles, was eine Theorie vermag, ist, mich an bestimmte Gedanken zu erinnern, die einmal Teil meiner Realität waren.

Hugh Prather, 1979, Notes to myself, Moab, Utah, Real People Press

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	1
1.1 Aufbau und Erhalt der Thermokline	3
1.2 Über die Zirkulation im Indischen Ozean	10
2. Verwendete Daten	16
3. Allgemeines zu Wassermassen und Tracern	22
3.1 Definition	22
3.2 Wassermassentracer	22
3.3 Wassermassen Mischungsanalyse	25
3.4 Wassermassenanalyse im Indischen Ozean	32
3.5 Zeitinformation aus Tracern	34
3.5.1 Altersbestimmung mit FCKWs	35
3.5.2 Altersbestimmung mit Sauerstoff	37
3.5.3 Einfluß der Vermischung auf Altersbestimmung	39
3.6 Zusammenfassung	49
4. Wassermassen des Indischen Ozeans	50
4.1 Mechanismen der Wassermassenformation	50
4.2 Oberflächendichteflüsse	54
4.3 Doppeldiffusive Konvektion	60
4.4 Charakteristika und Volumen der Wassermassen des Indischen Ozeans	67
4.4.1 Wassermassen, die durch Subduktion eingebracht wurden	67
4.4.2 Wassermassen aus interner Vermischung	82
4.4.3 Importierte Wassermassen	88
4.5 Zusammenfassung	93
5. OMP Analyse der Datensätze	94
5.1 Der Subtropenwirbel	98
5.2 Der Indopazifische Einstrom	108
5.3 Der tropische Indische Ozean entlang von 8°S	116
5.4 Die Arabische See	121
5.5 Der 80°Ost Schnitt	128
5.6 Klimatologie	134
5.7 Zusammenfassung	141

6. Die Ventilation und Zirkulation	142
6.1 Verteilung der <i>Misch-Alter</i>	142
6.2 Wassermassenalter und Transporte im südlichen Subtropenwirbel	146
6.3 Transporte in der Südhemisphäre	148
6.4 Bilanzen	150
7. Zusammenfassung	154
Literaturverzeichnis	160

Glossar und Abkürzungsverzeichnis

A_C	turbulenter Austauschkoeffizient der Substanz C ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
AAIW	Antarktisches Zwischenwasser
AAMW	Australasiatisches Mittelmeerwasser
α	Wärmeausdehnungskoeffizient ($^{\circ}\text{C}^{-1}$)
Alter	Zeit, die vergangen ist, seit der letzte Kontakt mit der Atmosphäre stattfand
antizyklonal	auf der Nordhalbkugel (Südhalbkugel) Drehung im (entgegen) Uhrzeigersinn
AOU	apparent oxygen utilization: Differenz vom gemessenen Sauerstoff zum Sättigungswert ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)
β	(1) meridionale Ableitung des Coriolisparameters f (2) haliner Kontraktionskoeffizient (psu^{-1})
CLIVAR	Climate Variability and Predictability Programme: Internationales Programm zur Untersuchung von Klimaänderungen
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation
CTD	Conductivity, Temperature, Depth - Sonde: Meßgerät zur Bestimmung von Leitfähigkeit (Salzgehalt), Temperatur und Druck
Divergenz	horizontale Bewegung von Fluid in ein Volumen, wobei weniger Fluid aus dem Volumen ausströmt als einströmt, mit dem Effekt, daß es vertikal ausströmen muß
Ekman-Schicht	ca. 50 m tiefe Schicht des Ozeans, die durch Reibung vom Windschub bewegt wird
Ekmanpumping-geschwindigkeit	Vertikalkomponente der Geschwindigkeit, erzeugt durch eine Divergenz der horizontalen Geschwindigkeiten
f	Coriolisparameter, der auch Ausdruck der planetarischen Vorticity ist
FCKW (F-11, F-12)	Fluorchlorkohlenwasserstoffe können als Wassermassentracer dienen, sind auch als "Ozon Killer" bekannt
FRAM	Fine Resolution Antarctic Model: Numerisches Simulationsmodell des Südlichen Ozeans
F_ρ	Dichtefluß ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-2}$)
F_T	Wärmefluß ($^{\circ}\text{C m s}^{-1}$)
F_S	Salzfluß (m s^{-1})
G, G'	Quellwassertypenmatrix
H	Tiefe der Oberflächenmischungsschicht
h_n	Schichtdicke im n -Schichten Modell der Thermokline

ICW	übergeordnete Bezeichnung für Indisches Zentralwasser und Modewasser
IEW	Indisches Äquatorialwasser
Isopykne	Linie gleicher Dichte
H ₄ SiO ₄	Silikatgehalt ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)
JADE	Java Australia Dynamic Experiment
JGOFS	Joint Global Ocean Flux Study: hauptsächlich biogeochemisch ausgerichtetes internationales Forschungsprojekt zur Untersuchung der Stoffflüsse im Ozean
K _C	molekulare Diffusion einer Substanz C
L	Verdunstungswärme von Wasser (J kg^{-1})
LMN	“layer of no motion”: eine als bewegungslos angenommene Schicht im Ozean, die als Referenz zur Berechnung von absoluten Geschwindigkeiten genutzt werden kann
meridional	parallel zu den Längengraden, also Nord-Süd orientiert
Modewasser	Wassermasse mit homogener Tracerverteilung über ein großes Volumen
NIOZ	Nederlands Instituut voor Onderzoek der Zee
NO ₃	Nitratgehalt ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)
O ₂	Sauerstoffgehalt ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)
Oberflächen- mischungsschicht	Schicht im Ozean, die nur horizontale Dichtegradienten aufweist und dem Einfluß des Windes und der Wärme flüsse direkt ausgesetzt ist
OMP Analyse	Optimum Multiparameter Analyse: eine Wassermassen Mischungsanalyse, die neben Temperatur und Salzgehalt, auch Nährstoffe und Sauerstoff einbezieht
OUR	oxygen utilization rate: Zehrungsrate des Sauerstoffs ($\mu\text{mol (kg y)}^{-1}$)
ΔP	Änderungen im Phosphatgehalt durch biogeochemische Prozesse (Resultat der OMP Analyse)
PGW	Persischer Golf Wasser
PO ₄	Phosphatgehalt ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)
q, q_n	potentielle Vorticity ($q = f/h_n$) in vereinfachter Form, bei Vernachlässigung der Reibung, der relativen Vorticity (ζ) und bei stationären Verhältnissen, q_n ist bezogen auf die Schicht n der Schichtdicke h_n
Q	Netto-Wärme flu ß oder Wärmeumsatz (W m^{-2})
Q _L	latenter Wärme oder Verdunstungswärme (W m^{-2})
Q _S	sensibler Wärme oder fühlbare Wärme (W m^{-2})
Q _{STR}	Strahlungsumsatz aus absorbiert er kurzwe lli ger und abgegebener langwe lli ger Strahlung (W m^{-2})

R_ρ	Verhältnis der Beiträge des vertikalen Temperaturgradienten und des vertikalen Salzgehaltsgradienten zum vertikalen Dichtegradienten
RSW	Rotes Meer Wasser
ρ	Dichte des Seewassers: abhängig von Temperatur, Salzgehalt und Druck
s	Salzgehalt (kg)
S	Salzgehalt (psu)
S_{ann}	mittlere Subduktionsrate: mittlerer Transport vom Wasser aus der Oberflächenmischungsschicht in die Thermokline, berechnet aus Temperatur- und Salzgehaltsdaten
SAMW	Subantarktisches Modewasser: Im Osten des Subtropenwirbels subduziertes Modewasser
STMW	Subtropisches Modewasser: Im Westen des Subtropenwirbels subduziertes Modewasser
S_τ	wie S_{ann} aber aus Altersgradienten berechnet
SIO	Scripps Institute of Oceanography
SOC	Southampton Oceanographic Centre
Subduktion	Transport vom Wasser aus der Oberflächenmischungsschicht in die Thermokline
Sv	Transporteinheit zu Ehren von H. U. Sverdrup, 1 Sv entspricht $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
T	Temperatur ($^{\circ}\text{C}$)
Thermokline	saisonale Thermokline: Schicht die im Sommer den größten Temperaturgradienten aufweist; permanente Thermokline: Schicht die im Jahresmittel den größten Temperaturgradienten aufweist
τ	(1) Windschubvektor (N m^{-2}) (2) Alter von Wasser (y)
θ	potentielle Temperatur bezogen auf die Oberfläche ($^{\circ}\text{C}$)
σ_θ	abkürzende Schreibweise für die potentielle Dichte bezogen auf die Oberfläche $\sigma_\theta = \rho - 1000 \text{ (kg m}^{-3}\text{)}$
Wassermasse	ein Volumen im Ozean, dessen Bestandteile die selbe Bildungsgeschichte aufweisen
V-N	Differenz von Verdunstung (V) und Niederschlag (N) (m s^{-1})
WCRP	World Climate Research Programme
WHP	WOCE Hydrographic Programme
WOCE	World Ocean Circulation Programme, maritimer Teil des WCRP

x_i	Vermischungsanteil des i -ten Quellwassers (Ergebnis der OMP Analyse)
ζ	relative Vorticity, gibt die Wirbelhaftigkeit eines Geschwindigkeitsfeldes an
zonal	Richtung parallel zum Äquator, also Ost-West orientiert
zyklonal	auf der Nordhalbkugel (Südhalbkugel) Drehung entgegen (im) Uhrzeigersinn

1. Einführung

Die Thermokline ist die Temperatursprungsschicht, die zwischen der durchmischten Oberflächenmischungsschicht und dem tiefen Ozean liegt. Sie ist mit Wasser aufgefüllt, welches hauptsächlich in den Subtropen durch die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre gebildet wird. Der Transfer von Wasser aus der Oberflächenmischungsschicht in die Thermokline wird als Subduktion bezeichnet. Die Ausbreitung dieses Wassers, durch Advektion und Vermischung, ventiliert die Thermokline.

Mit der Subduktion des Wassers aus der Oberflächenmischungsschicht nimmt die Thermokline Stoffe aus der Atmosphäre wie CO_2 oder FCKWs auf und speichert diese. Die Zeitskala der Ventilation, die auch die Dauer der Speicherung angibt, ist im Bereich von Dekaden (*Jenkins*, 1982; *Sarmiento*, 1983; *Huang und Russell*, 1994). Anders als die Tiefenzirkulation die mit Ventilationszeiten von Hunderten von Jahren als Senke für Stoffe aus der Atmosphäre aufgefaßt werden kann, ist die Thermoklinenventilation als ein Puffer zu sehen, der kurzzeitige Extrema dämpfen kann. Eine gute Kenntnis der Ventilationszeiten und der Zirkulationspfade der Thermokline ist wichtig, um die Funktion des Puffers richtig einschätzen zu können.

Wenn auch die Ventilationszeiten, verglichen mit denen der Tiefenzirkulation, um eine Größenordnung kleiner sind, verhält es sich mit dem Eintrag von Wasser in die Thermokline umgekehrt. *Huang* (1990) ermittelte für den Nordatlantik 24 Sv¹, *Huang und Russell* (1994) für den Nordpazifik 31 Sv, sodaß insgesamt 55 Sv Wasser in die Thermokline der Nordhemisphäre eingespeist werden. In der vorliegenden Arbeit wird ein Wert für die Südhemisphäre des Indischen Ozeans von 31 Sv ermittelt, der damit in der Größenordnung der Werte aus der Nordhemisphäre liegt. Setzt man für den Südatlantik und Südpazifik die gleiche Größenordnung der Transporte voraus, käme man auf einen Gesamttransport von 140 Sv in die Thermokline des Weltozeans. Dieser Wert ist fast fünfmal so hoch, wie die globale Produktion von Tiefenwasser inklusive dem Wasser, das beim Absinken in die Tiefe einmischt (ca. 30 Sv nach *Munk und Wunsch*, 1998).

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, die Zirkulationspfade, die Ventilationszeit und die Volumeneinträge in die Thermokline des Indischen Ozeans zu bestimmen. Zudem wurde untersucht, in welchen Regionen die Thermokline des Indischen Ozeans die drei typischen

¹ 1 Sv (1 Sverdrup) entspricht $10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Merkmale aufweist, wie sie die Theorie (*Luyten et al.*, 1983) herleitet: ventilierte Region, Schattenzone und Pool Region.

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich über den gesamten Indischen Ozean nördlich der Subtropenfront, die bei ca. 35°S liegt. Die Untersuchung stützt sich auf die Analyse der Wassermassen, die in Formationsregionen in die Thermokline eindringen und sich in ihr ausbreiten. Die Wassermassen, die klassisch zur Ventilation der Thermokline beitragen, sind die Zentralwasser und die Modewasser (*Sverdrup et al.*, 1942; *Woods und Barkmann*, 1986). Sie werden durch die Subduktion eingebracht und breiten sich mit der antizyklonalen Zirkulation der Subtropenwirbel in der Thermokline aus.

Der Indische Ozean hat einige Eigenheiten, die die Ventilation beeinflussen. Er besitzt nur in der Südhemisphäre einen geschlossenen antizyklonalen Subtropenwirbel, der die Bildung von Zentralwasser zuläßt. In der Nordhemisphäre unterliegt die Zirkulation dem Wechsel in den Monsunwinden und der besonderen Topographie, die die Barriere des Indischen Subkontinents darstellt. Die Ventilation der Thermokline der Nordhemisphäre muß folglich anderen Mechanismen gehorchen. Durch den Einstrom aus den Randmeeren Rotes Meer, Persischer Golf und Australasiatisches Mittelmeer gelangen Wassermassen, mit vom Zentralwasser stark abweichender Charakteristik, in die Thermokline des Indischen Ozeans. Die Ventilation wird somit aus mehreren Quellen mit stark unterschiedlicher Charakteristik durchgeführt.

Es wurde wie folgt vorgegangen: Nach einer allgemeinen Einführung in die Theorie zum Aufbau und Erhalt der Thermokline folgt eine Beschreibung der windgetriebenen Zirkulation im Indischen Ozean. Es wird dann die Erweiterung einer Wassermassen Mischungsanalyse vorgestellt, die es erlaubt, physikalische von biogeochemischen Prozessen zu trennen und zu quantifizieren. Anschließend werden Konzepte zur Bestimmung von Wassermassenaltern vorgestellt und der Effekt der Vermischung auf das Alter untersucht. Mit Hilfe meteorologischer Daten folgt eine Untersuchung der Wassermassenformation im Indischen Ozean aufgrund der atmosphärischen Anregung. Es werden dann die Charakteristika der Wassermassen, die als Ventilationsquellen für das Gebiet in Frage kommen, über eine Analyse der Formationsmechanismen festgelegt. Dabei werden die durch Subduktion eingebrachten Zentralwasser und Modewasser genauer untersucht. Eine Untersuchung der Wassermassentransformation durch doppeldiffusive Prozesse in der Form von Salz fingern folgt. Die dadurch verursachten Flüsse werden abgeschätzt und ihr Einfluß auf die Charakteristika der Wassermassen analysiert. Die räumliche Verteilung der festgelegten Wassermassen wird aus synoptischen und klimatologischen Daten, mit Hilfe der Wassermassen Mischungsanalyse, berechnet. Im Gegensatz zu früheren Untersuchungen wird die Zirkulation nicht über die Kernschicht-Methode von *Wüst* (1935) d.h. über die "Verdünnung" abgeleitet (*You und Tomczak*, 1993; *You*, 1997, 1998). In der vorliegenden

Arbeit werden die biogeochemischen Änderungen aus dem Tracerfeld separiert und über eine Zehrungsrate in Altersinformationen verwandelt. Die Altersverteilung gibt Auskunft über Zirkulationspfade und Ventilationszeiten.

In den Jahren 1989 bis 1998 fand das internationale *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE) statt. Eine Zielsetzung des WOCE Projektes war es, die großskaligen Massen-, Wärme- und Salztransporte zu quantifizieren, um so eine Vergleichsbasis von Beobachtungsdaten und Simulationsdaten zu schaffen. Es sollte eine qualitativ hochwertige Datenbasis des “mittleren” Zustands des Ozeans erhalten werden. Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des WOCE Projektes angefertigt, wie auch ein Großteil der benutzten Daten innerhalb des Projektes aufgenommen wurden.

1.1 Aufbau und Erhalt der Thermokline

Unter der permanenten Thermokline versteht man den Tiefenbereich im Ozean, der zwischen der maximalen Tiefe der Oberflächenmischungsschicht und dem tiefen Ozean liegt und einen ausgeprägten Temperaturgradienten aufweist (*McLellan*, 1965). Sie soll im weiteren kurz als “Thermokline” bezeichnet werden. Sie umfaßt den Bereich von ca. 150 m bis 1000 m Tiefe, weist aber erhebliche regionale Schwankungen auf (*Pickard und Emery*, 1990). Der Übergangsbereich zur Oberflächenmischungsschicht ist, zumindest in mittleren Breiten, jahreszeitlichen Wechseln unterlegen und wird als saisonale Thermokline bezeichnet (Abb. 1.1, rechts). Diese ist im späten Frühling und Sommer flach und vertieft sich im Herbst und Winter. In den Tropen (Abb. 1.1, links) ist die winterliche Abkühlung in der Regel nicht stark genug, um die saisonale Thermokline abzubauen, sie wird dort auch als tropische Thermokline bezeichnet (nicht als solche in der Abb. vermerkt). Die Ventilation der Thermokline kann nur in mittleren Breiten erfolgen, da nur hier der Kontakt zur Oberflächenmischungsschicht einen Austausch zuläßt.

Die Existenz der Thermokline:

Die Existenz der Thermokline bedarf einer Erklärung. Ohne eine Zirkulation wäre zu erwarten, daß die Wärme des Oberflächenwassers in die Tiefe diffundiert und es zu einer homogenen Temperaturverteilung an jedem Ort kommen würde. Der benötigte Zeitraum wäre von einigen Tausend bis zu Millionen Jahren, je nach Wärmeleitfähigkeit. Es wäre auch denkbar, daß der permanente Wärmeeintrag in niedrigen Breiten, zu einer sich durch den Wind immer weiter vertiefenden Oberflächenmischungsschicht führen würde. Beide Alternativen werden jedoch nicht beobachtet, vielmehr ist die Konstanz der Form und Temperaturverteilung in der Thermokline bemerkenswert. Hauptsächlich

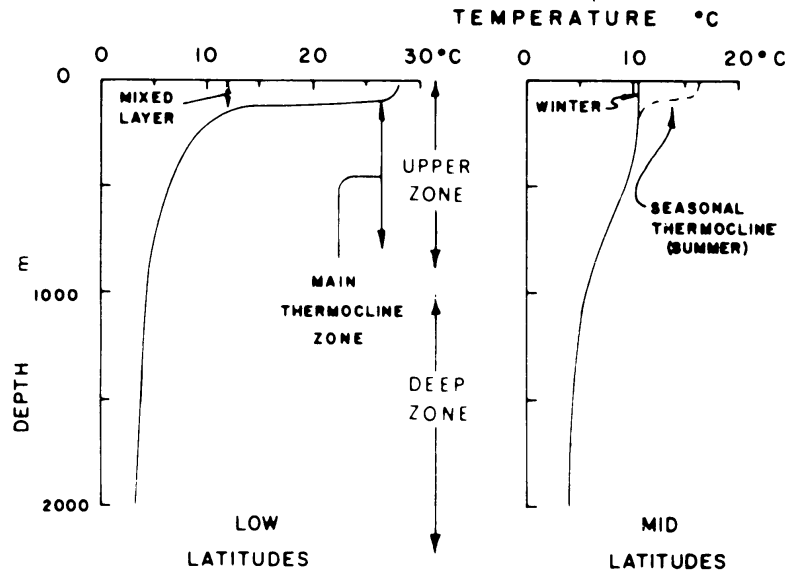


Abb. 1.1: Temperaturprofile in niedrigen (links) und mittleren Breiten (rechts) zwischen der Oberfläche und 2000 m Tiefe. In mittleren Breiten ist durch den jahreszeitlichen Wechsel in der Temperatur der Oberflächenmischungsschicht (mixed-layer) eine saisonale Thermokline zu erkennen. Diese besteht in niedrigen Breiten immer und wird dort als tropische Thermokline bezeichnet (nicht benannt). (Abbildung aus *Pickard und Emery*, 1990).

ist das eine Konsequenz aus den Bewegungsvorgängen in dieser Schicht des Ozeans, die auf weitaus kürzeren Zeitskalen stattfinden, als die oben genannten diffusiven Vorgänge. Die Zirkulation transportiert Temperatur und Salz, und damit Dichte, welche ihrerseits, über die Geostrophie, die Randbedingungen für die Bewegung selbst angibt. Die Frage, wie es zur Ausbildung der Thermokline kommt, ist folglich auch eine Frage nach der drei-dimensionalen Struktur der Zirkulation und wird als das “Thermoklinen-Problem” bezeichnet (*Huang*, 1991).

Grundlagen der Dynamik:

Um die historische Entwicklung der Bearbeitung des Thermoklinen-Problems darzustellen ist es nützlich, die äußeren Kräfte und Gleichgewichte kurz zu erläutern, die neben der hydrostatischen Approximation für nicht-kompressible Fluide und den geostrophischen Gleichungen die Thermoklinen Zirkulation kontrollieren.

Der Windschub treibt durch Reibung einen Teil der Oberflächenmischungsschicht an, die Ekman-Schicht. Divergenzen der Horizontalgeschwindigkeiten innerhalb der Ekman-Schicht verursachen eine Vertikalgeschwindigkeit, die als Ekmanpumpinggeschwindigkeit (w_{EK}) bezeichnet wird. Diese läßt sich aus der Rotation des Windschubs (τ) unter Berücksichtigung der Oberflächendichte (ρ_0) und des Coriolisparameters f berechnen als:

$$w_{\text{Ek}} = -\frac{1}{\rho_0} \text{rot}\left(\frac{\tau}{f}\right) \quad (1.1)$$

Sverdrup (1947) leitete aus den vereinfachten horizontalen Bewegungsgleichungen und der Kontinuitätsgleichung, mit der Ekmanpumpinggeschwindigkeit als Randbedingung, die sogenannte Sverdrup Bilanz ab:

$$\frac{\beta}{f} \int_{z_0}^0 v dz = w_{\text{Ek}} \quad (1.2)$$

Sie besagt, daß eine negative Ekmanpumpinggeschwindigkeit, wie sie typischerweise in den Subtropenwirbeln auftritt, eine äquatorwärtige Strömung (v) bedingt. Das Integral geht von der Oberfläche bis in eine vom Wind nicht mehr beeinflusste Tiefe z_0 . Der Effekt der Erdrotation auf die Bewegung wird durch den meridionalen Gradienten des Coriolisparameters (β) eingebracht.

Eine wichtige Größe im Zusammenhang mit dem Thermoklinen-Problem ist die Vorticity. Die Vorticity ist Ausdruck der Rotation des Geschwindigkeitsfeldes, der Wirbelhaftigkeit. Sie besteht aus zwei Komponenten: die relative Vorticity (ζ), die die Rotation der Strömungen quantifiziert, und die planetarische Vorticity (f), die die Rotation des Bezugssystems (Erde) quantifiziert (*Pedlosky*, 1987b). Für die hier betrachteten großskaligen Bewegungsvorgänge ist ζ vernachlässigbar. Die planetarische Vorticity (f) resultiert aus der Erdrotation (Ω) und wird berechnet als:

$$f = 2 \Omega \sin(\text{Breitengrad})$$

Für ein inkompressibles reibungsfreies Fluid mit vernachlässigbarer relativer Vorticity, kann die potentielle Vorticitygleichung für stationäre Zustände vereinfacht geschrieben werden (z.B. *Gill*, 1982). Geht man von n Schichten aus, wird die potentielle Vorticity q_n der n -ten Schicht mit einer Höhe h_n berechnet als:

$$q_n = f/h_n = \text{Konstant} \quad (1.3)$$

Die Stromlinien in den Regionen, in denen die oben genannten Randbedingungen erfüllt sind, sind auch Linien konstanter q 's.

Erste Beobachtungen:

Ende der dreißiger Jahre gab es die ersten beobachtenden Arbeiten zum Aufbau der Thermokline. Zu der Zeit hatte man ein sehr vertikales Weltbild von der Ozeanographie. Man wußte um den Vertikalgradienten der Temperatur im Ozean, ging aber davon aus,

daß dieser durch vertikale Vermischung hervorgerufen wird. *Iselin* (1939) beobachtete die Ähnlichkeit zwischen der T/S Charakteristik in der Vertikalen im zentralen Subtropenwirbel mit der T/S Oberflächencharakteristik im Westen des Wirbels. *Iselin* vermutete, daß das Wasser des zentralen Wirbels seine Bildungsregionen im Osten hat. Dabei war nicht klar, welche physikalischen Prozesse das Wasser in die Tiefe transportieren. Es wurde die Meinung vertreten, daß das Wasser nur in einigen Regionen absinkt und es nachfolgend zur Vermischung über die Isopyknen kommt (Abb. 1.2, unten). *Montgomery* (1938) hatte gezeigt, daß Wasser sich bevorzugt entlang von Isopyknen ausbreitet. Daher vertrat er die Ansicht, daß konvergente Strömungen das Wasser über ein großes Gebiet absinken lassen und dieses sich von dort, entlang von Isopyknen, ins Innere ausbreitet (*Montgomery*, 1940) (Abb. 1.2, oben).

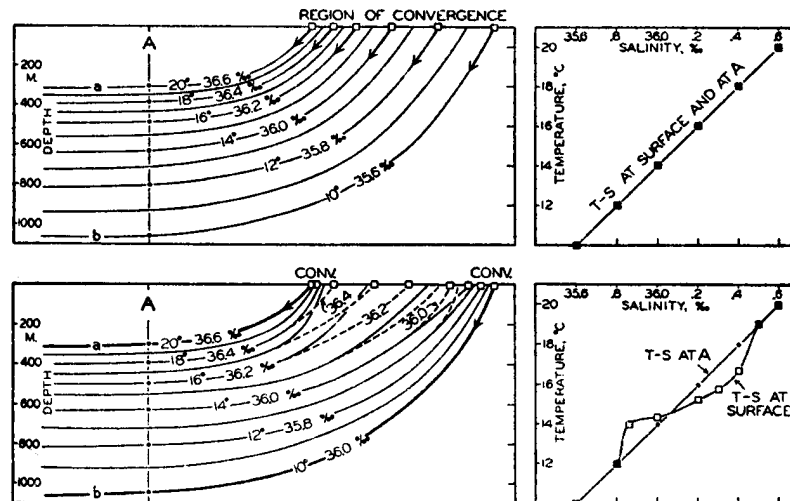


Abb. 1.2: Prinzipskizze zum Transport von Wasser in die Thermokline (links) basierend auf der beobachteten T/S Verteilung (rechts) an der Oberfläche und am Beobachtungspunkt A. (oben) Das von *Montgomery* (1938) favorisierte Modell des Absinkens entlang Isopyknen. (unten) Das Modell des Absinkens in bestimmten Regionen mit nachfolgender Vermischung im Innern des Ozeans. (Abbildung aus *Sverdrup et al.*, 1942).

Die Ähnlichkeitslösungen:

Es dauerte zwanzig Jahre, bis die ersten theoretischen Arbeiten zum Aufbau der Thermokline von *Robinson und Stommel* (1959) und *Welander* (1959) in einem *Tellus* Band erschienen. *Robinson und Stommel* versuchten, eine einheitliche Theorie für die Thermoklinen Zirkulation und die thermohaline Zirkulation (*Stommel und Veronis*, 1957) aufzustellen. Sie benutzten ein Gleichgewicht von aufsteigendem Tiefenwasser und diffusivem Vertikaltransport in mittleren und niederen Breiten, welches als Übergangszone die Thermokline formt.

Welander stellte Gleichungen für einen advektiven Aufbau der Thermokline auf. Die Zirkulation wurde in zwei Teile separiert: eine thermohaline Zirkulation, die die Hintergrundschichtung vorgibt, und eine windgetriebene Zirkulation, die die Hintergrundschichtung im oberen Teil des Ozeans modifiziert. Das Modell ist frei von Wirbeln, Turbulenz und Dissipation. Beide Theorien laufen auf nicht-lineare partielle Differentialgleichungen hinaus, die nur über Ähnlichkeitslösungen gelöst werden können. Diese Lösungen sind jedoch nur schwer mit den geforderten physikalischen Randbedingungen zu vereinbaren, wie beispielsweise eine vom Längengrad abhängige Dichteverteilung (*Pedlosky*, 1987a).

Es vergingen zwanzig Jahre, in denen auf vielfältige Art nach Ähnlichkeitslösungen zum Thermoklinen-Problem gesucht wurde. Die kontinuierlich geschichteten Modelle wurden von Schichtenmodellen abgelöst, die einfachere Lösungsansätze ermöglichten. Es blieb dennoch das größte Problem, die Schichten, die nicht direkt durch die Ekmanpumpinggeschwindigkeit abgetrieben wurden, in Bewegung zu versetzen. Die oberste Schicht wird, der Sverdrup Bilanz (Gl. 1.2) folgend, durch eine Vorgabe des Windfeldes in Bewegung gesetzt. Da die tieferen Schichten initial konstante Schichtdicken h_n besitzen, sind die Linien konstanter q_n 's, und damit auch die Stromlinien, parallel zu den Breitengraden. Eine Berandung, wie sie im Ozean vorhanden ist, blockt die Stromlinien, folglich kann es keine Strömung in den tieferen Schichten geben. Die einzige Möglichkeit die besteht um ein Strömungsfeld unterhalb der obersten Schicht zu erzeugen, ist eine entsprechende Variation der Schichtdicken h_n . Diese Variation wiederum ist nur durch die Bewegung in den Schichten möglich. Das Zusammenspiel von Ursache und Wirkung zeigt die nicht-lineare Kopplung von Dichte und Geschwindigkeit im Thermoklinen-Problem.

Das Modell der "unventilierten Thermokline":

Rhines und Young (1982) fanden einen Weg, auch die tieferen Schichten in Bewegung zu versetzen. In ihrem Modell wird eine thermohaline Schichtung vorgegeben, wobei die Dichte initial nur eine Funktion der Tiefe ist. Nur die oberste Schicht ist in direktem Einfluß der Ekmanpumpinggeschwindigkeit, daher wird auch nur diese ventiliert. In dem Modell wird die Eigenschaft der potentiellen Vorticity ausgenutzt, sich unter bestimmten Randbedingungen wie ein konservativer Tracer zu verhalten. Bei genügend starker Anregung in der obersten Schicht treten in den tieferen Schichten geschlossene q Isolinen auf, die auch den Stromlinien entsprechen. Diese werden durch die Berandung nicht mehr blockiert. Die Übertragung des Impulses zwischen den Schichten geschieht über eine schwache Reibung. Die Reibung führt auch zu einer Homogenisierung der potentiellen Vorticity innerhalb der äußersten geschlossenen Kontur, die dann als "Pool Region" bezeichnet wird.

Das Modell von *Rhines und Young* (1982) konnte auch für den Fall einer kontinuierlichen Schichtung die Zirkulation beschreiben, war aber nicht fähig, eine Ventilation der

tieferen Schichten zu ermöglichen.

Das Modell der “ventilierten Thermokline”:

Um eine Verbindung des Inneren mit den Oberflächeneinflüssen zu ermöglichen, konzipierten *Luyten et al.* (1983) ein n -Schichten Modell (Abb. 1.3, links). Bis auf die in Ruhe angenommene untere Schicht, werden alle Schichten direkt von der Ekmanpumpungsgeschwindigkeit beeinflusst. Das Modell basiert auf folgenden Annahmen: die Schichten besitzen keine Reibung und eine konstante Dichte, die relative Vorticity ist vernachlässigbar. An der Oberfläche werden die Dichteverteilung und das Windfeld vorgegeben. Subduziert eine Schicht (h_2) unter die darüberliegende (h_1), setzt das w_{Ek} für sie aus. Es gilt dann für diese Schicht die Erhaltung der potentiellen Vorticity (Gl. 1.3). Dabei müssen aber auch die Geostrophie und die Sverdrup Bilanz, über alle Schichten (D), erfüllt sein. Das lokale Druckfeld ist, der hydrostatischen Approximation folgend, immer aus der Summe aller über einem Punkt liegenden Schichtendicken bestimmt. Mit diesen Bedingungen läßt sich eine stationäre Lösung der drei-dimensionalen Struktur des h_n Feldes bestimmen.

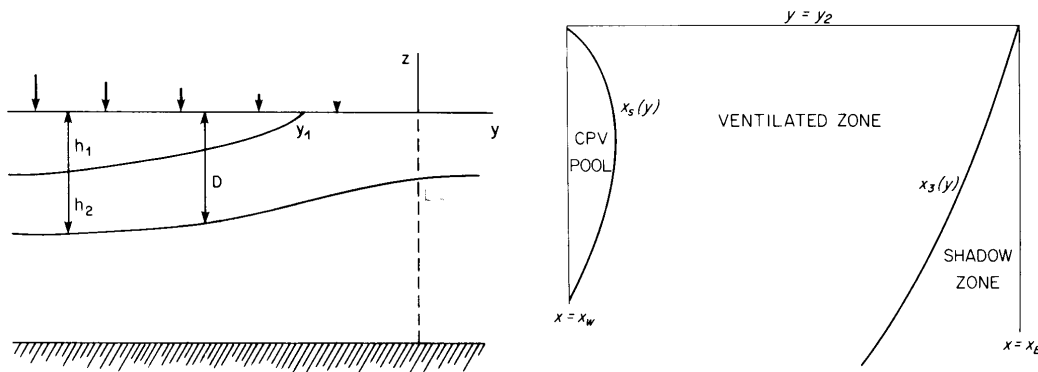


Abb. 1.3: Prinzipskizzen zum Modell der ventilierten Thermokline. (links) Dreischichtenmodell der ventilierten Thermokline nach *Luyten et al.* (1983). (rechts) Aufsicht auf eine ventilierte Schicht der Thermokline in der Nordhemisphäre. Am oberen Rand (y_2) ist die Eintragsregion des Thermoklinenwassers, rechts ist die Schattenzone zu sehen, begrenzt durch $x_3(y)$, die vom eingetragenen Wasser nur diffusiv erreicht werden kann. Die mit CPV POOL gekennzeichnete Pool Region, besitzt eine konstante potentielle Vorticity (Abbildung aus *Pedlosky*, 1987a).

Das Modell identifiziert drei Regionen:

Wieder findet sich eine, bereits von *Rhines und Young* (1982) identifizierte, “Pool Region” im Westen. Sie wird von der ersten geschlossenen geostrophischen Kontur abgegrenzt (CPV Pool in Abb. 1.3, rechts). Das Wasser innerhalb dieser Region wird als über den westlichen Rand ventiliert angenommen.

Am östlichen Rand darf keine Variation der Schichtdicken auftreten, da diese zu einer Geschwindigkeit in die Berandung führen würden. Die Erhaltung der potentiellen Vorticity (Gl. 1.3) erfordert daher eine Ablösung der Stromlinie vom Rand, die die geforderte Vertiefung der Schichtdicken ermöglicht. Vom äußersten Nordosten ausgehend, formt sich daher eine bewegungslose “Schattenzone”, die nur diffusiven Austausch mit der ventilierten Region zuläßt (Shadow Zone in Abb. 1.3, links).

Als drittes gibt es eine durch Advektion ventilierte Region, die als “ventilierte Thermokline” bezeichnet wird. Diese trägt die atmosphärischen Informationen aus der Oberflächenmischungsschicht ins Innere der Thermokline. Das Modell von *Luyten et al.* (1983) beschreibt die von *Montgomery* (1938) und *Iselin* (1939) beobachteten Strukturen treffend.

Die Annahme, daß die unterste Schicht in dem Modell bewegungslos ist, ist willkürlich. Durch eine Kombination zwischen der Theorie der ventilierten und der nicht-ventilierten Thermokline wurde diese Annahme umgangen (*Pedlosky und Young*, 1983).

Der Einfluß der Oberflächenmischungsschicht auf die Subduktion:

Im Modell von *Luyten et al.* (1983) wird über die kontinuierlich wirkende Ekmanpumpungsgeschwindigkeit ein kontinuierlicher Eintrag in die Thermokline bewirkt. *Stommel* (1979) zeigte aber, daß das Wasser, welches endgültig in die Thermokline subduziert wird, die Charakteristik des späten Winters aufweist. Der Mechanismus, der die “Auswahl” der winterlichen Charakteristik trifft, wird ihm zu Ehren als “Stommel’s Dämon” bezeichnet (*Huang und Russell*, 1994; *Williams et al.*, 1995). Der Dämon beruht auf dem saisonalen Wechsel der Tiefe der Oberflächenmischungsschicht. Die Wärmefflüsse an der Oberfläche, gekoppelt mit der Vermischung durch den Wind, bewirken saisonale Schwankungen in der Tiefe und Dichte der Oberflächenmischungsschicht. Durch Abkühlung im Herbst und Winter wird die Oberflächenmischungsschicht vertieft und die saisonale Thermokline abgebaut. Wasser der saisonalen Thermokline wird so temporär in die Oberflächenmischungsschicht eingebracht. Die vorhandene Schichtung in der saisonalen Thermokline bestimmt das Verhalten bzw. die Form der sich “senkenden” Oberflächenmischungsschicht. Die Tiefe der Oberflächenmischungsschicht kann, je nach Stärke der Abkühlung, bis zu mehreren Hundert Metern mächtig sein. Bei nachfolgender Erwärmung im Frühjahr, baut sich die Schichtung wieder auf und die Oberflächenmischungsschicht wird wieder flacher. Wasser der Oberflächenmischungsschicht bleibt dabei als Teil der Thermokline zurück und trägt so zur Ventilation bei. Wasser, das im Sommer und Herbst subduziert, wird von der sich durch Abkühlung vertiefenden Oberflächenmischungsschicht “eingeholt” und kann nicht zur Ventilation beitragen.

Nicht nur bezüglich des Subduktionszeitraumes, auch in der Größenordnung der Volumeneinträge ist das Modell von *Luyten et al.* (1983) unzureichend. *Sarmiento* (1983) und

Jenkins (1982) ermittelten aus der Analyse von Helium/Tritium Daten zwei- bis dreimal höhere Eintragsraten in die Thermokline des Nordatlantiks, als sie allein durch die Divergenz im Windfeld möglich wären. *Woods* (1985) erkannte, daß die Neigung der Unterseite der Oberflächenmischungsschicht auch lateralen Eintrag in die Thermokline ermöglicht. Der neu hinzugekommene laterale Eintrag ist auch mit einer zusätzlichen Klasse von Wassermassen verbunden, den Modewässern. Diese weisen eine vertikale Homogenität auf (*McCartney*, 1982). *Woods und Barkmann* (1986) analysierten Modellergebnisse im Hinblick auf die Ventilation durch die Modewasser und fanden, daß diese volumetrisch große Beiträge zur Ventilation liefern können.

Die neuen Formulierungen:

Die Prozesse in der Oberflächenmischungsschicht wurden, auf den konzeptionellen Vorschlägen von *Woods* (1985) basierend, von *Huang* (1990) und *Marshall und Nurser* (1991) in die Theorie aufgenommen. Ein kontinuierlich geschichtetes, drei-dimensionales Thermoklinenmodell, mit beliebig im Raum geneigter Oberflächenmischungsschicht, war das Ergebnis. Gesteuert wird das Modell durch die Vorgabe der Oberflächendichteflüsse und des Windfeldes. Dieses Modell wurde von *Nurser und Marshall* (1991) genutzt, um Subduktionsraten in die Thermokline abzuleiten. *Marshall et al.* (1993) analysierten mit Hilfe dieser Formulierungen die Ventilationsraten in die Thermokline des Nordatlantiks. *Huang und Russell* (1994) ermittelten die Eintragsraten in die Thermokline des Nordpazifiks. *Williams et al.* (1995) konnten aus der Analyse von Modelldaten die Saisonalität des Eintrags, den "Stommel's Dämon", bestätigen.

Eine Analyse der Subduktionsraten in den Subtropenwirbel des Indischen Ozeans wird, basierend auf den Arbeiten von *Marshall et al.* (1993) und *Huang und Russell* (1994), in der vorliegenden Arbeit durchgeführt. Einzelheiten zur Berechnung sind im Abschnitt 4.4 zu finden.

1.2 Über die Zirkulation im Indischen Ozean

Im vorangegangenen Abschnitt wurde gezeigt, wie der Windschub an der Oberfläche auch die Zirkulation in der Tiefe antreiben kann (Gl. 1.2). Aus der Sverdrup Bilanz läßt sich eine Zirkulation ableiten, die jedoch keine Details zum vertikalen Aufbau des Geschwindigkeitsfeldes liefert. Im Westteil der Ozeane ist diese Zirkulation, wegen der verwandten Gleichgewichtsbedingungen, nicht direkt bestimmbar.

Anders die Oberflächenzirkulation, sie kann beispielsweise aus Schiffsdrift Daten bestimmt werden, gibt aber eben nur die Strömung an der Oberfläche an. Beide Strömungsbilder sollen im folgenden kurz vorgestellt werden. Eine monsunabhängige Diskussion wird dabei nur für die Oberflächenzirkulation der Nordhemisphäre und des Äquators als

notwendig erachtet. Lokal ist der Monsuneffekt zwar bis in erhebliche Tiefen nachweisbar, *Colborn* (1975) gibt 500 m Tiefe, *Schott et al.* (1997) bis 1000 m Tiefe an. Dieses gilt jedoch nur im Bereich des westlichen Randes, wo die Zirkulation aus der Sverdrup Bilanz ohnehin nicht bestimmbar ist. Auf die Monsunabhängigkeit der Thermoklinen Zirkulation die von *You* (1997) aus der Wassermassenstruktur abgeleitet wurde, wird in Abschnitt 3.4 eingegangen.

Oberflächenzirkulation:

Die Zirkulation der Südhemisphäre bis ca. 5°S wird durch den Subtropenwirbel bestimmt und unterliegt kaum einer monsunalen Variabilität (Abb. 1.4). Den südlichen Ast des Subtropenwirbels bildet die Westwinddrift (*Wt*), die zonal bei ca. 40°S auf oder nördlich der Subtropenfront verläuft. Sie wird auch als Südindischer Strom bezeichnet und geht im Westen aus der Agulhas Retroflection hervor, wobei der Transport nach Osten immer geringer wird (*Stramma*, 1992). Der nördliche Ast des Subtropenwirbels bildet der Südäquatorialstrom (*SE*). Dieser ist zentriert um 10°S zu finden. Mit dem SEC wird Wasser aus der Region des Indopazifischen Einstroms in einem zonalen Band westwärts über den Indischen Ozean transportiert (*Gordon et al.*, 1997). Östlich von Madagaskar teilt sich der SEC in einen südlich setzenden Ast, der in den Madagaskar Strom (*Ma*) übergeht und einen nordwestlich setzenden Ast, der zum Teil den Mozambique Strom (*Mo*) entlang der afrikanischen Küste, aber auch den Ostafrikanischen Küstenstrom (*EAC*) füttert. Der EAC überquert im Südwestmonsun den Äquator und speist den Somalistrom (*So*) oder stellt im Nordostmonsun die südliche Quelle des Äquatorialen Gegenstroms (*EC*) dar (*Swallow et al.*, 1988).

Eine Besonderheit der Zirkulation im Ostteil des Subtropenwirbels ist der vor der Westküste Australiens südwärts setzende Leeuwin Strom (*Cresswell und Golding*, 1980, nicht benannt in der Abbildung). Er ist eine Konsequenz aus dem Indopazifischen Einstrom. Vor der Küste Westaustraliens wehen im Mittel äquatorwärtige Winde, die normalerweise eine nordwestliche Oberflächenströmung hervorbringen würden. Diese wird jedoch durch die Strömung aus der Differenz in den sterischen Höhen zwischen Nord- und Südwest Australien, als Folge des Einstroms, überdeckt. Die sterische Höhendifferenz würde im offenen Ozean eine östliche Strömung verursachen, vor der Küste kommt es jedoch zu einem Strom in Richtung des Druckgefälles, also nach Süden, die damit entgegen den Wind setzt. Das Aufrechterhalten der Differenz in den sterischen Höhen kann über ein sich selbst erhaltendes System erklärt werden. Der Leeuwin Strom bringt warmes Wasser aus der Einstromregion, mit Temperaturen größer 25 °C, in eine Region, wo im Winter Lufttemperaturen kleiner 12°C auftreten und ein starker Wind weht. Der damit verbundene starke Wärmeverlust des Ozeans an die Atmosphäre ist wiederum mit geringen sterischen Höhen assoziiert, die die Strömung nach Süden aufrechterhalten (z.B.

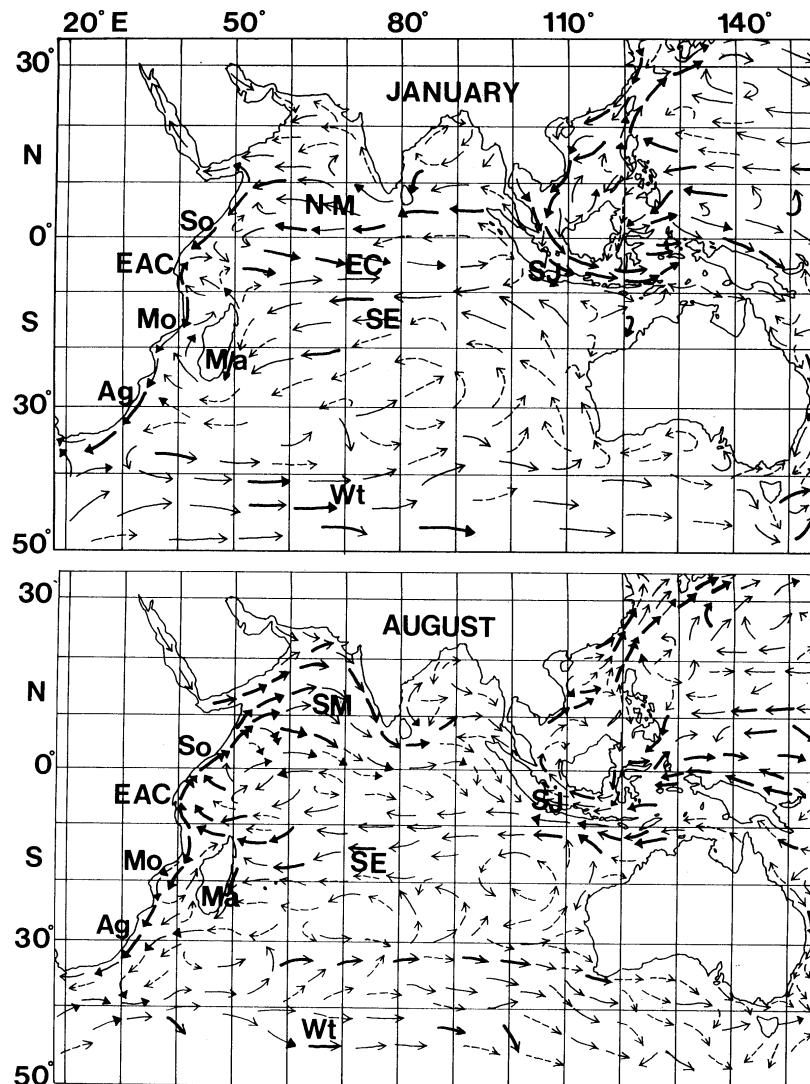


Abb. 1.4: Oberflächenzirkulation im Indischen Ozean während des Nordostmonsuns (oben) und während des Südwestmonsuns (unten). *Legende:* NM=Nordostmonsunstrom, So=Somalistrom, SM=Südwestmonsunstrom, EAC=Ostafrikanischer Küstenstrom, EC=Äquatorialstrom, SJ=Süd Java Strom, Mo=Mozambique Strom, Ma=Madagaskar Strom, Ag=Agulhas Strom, Wt=Westwindtrift oder Südindischer Strom (Deutsches Hydrographisches Institut, 1960). Die Dicke der Pfeile ist ein Maß für die Konstanz der Strömung.

Tomczak und Godfrey, 1994).

Der Süd Java Strom (SJ) vor der Küste Javas tritt als Folge des Wechsels in den Monsunwinden, sowie des Anstiegs der Niederschlagsrate zum Äquator auf (Quadfasel und Cresswell, 1992). Der Strom transportiert im Wechsel äquatoriales Wasser ostwärts (August/September) und Wasser aus der Einstromregion westwärts (November/Dezember). Dabei kommt es im Oktober/November zu einem abrupten Wechsel in der Strömungs-

richtung, der sich durch den Einfluß von Äquatorialen- und Küsten-Kelvinwellen erklären läßt.

In der Nordhemisphäre, sowie im äquatorialen Bereich, reagiert das komplette Oberflächenstromsystem auf den Wechsel in den Monsunwinden. Zur Zeit des Nordostmonsuns (Abb. 1.4, oben) ist das äquatoriale Windfeld und das daraus resultierende Stromsystem vergleichbar mit dem des Atlantiks oder des Pazifiks. Ein westwärtiger Nordäquatorialstrom tritt auf, der auch Nordostmonsunstrom (*NM*) genannt wird. Im Süden schließt ein ostwärtiger EC sowie der westwärtige SEC an.

Die Drehung des Windfeldes um 180° nach Einsetzen des Südwestmonsuns, verändert das Stromsystem vollständig (Abb. 1.4, unten). Nördlich des Äquators setzt der Strom jetzt nach Osten und wird als Südwestmonsunstrom (*SW*) bezeichnet. Dieser bildet mit dem äquatorialen Gegenstrom den Monsunstrom. Zwischen den Monsunen tritt zweimal jährlich der äquatoriale Jet entlang des Äquators auf. Er wird durch starke Westwinde angetrieben (*Wyrtki*, 1973).

In der Arabischen See sind die Strömungen im Nordostmonsun generell schwach und westwärts. Eine nordwestliche Strömung entlang der Westindischen Küste entwickelt sich im November und besteht bis in den Januar hinein. Wasser aus dem Golf von Bengalen wird dann in die Arabische See transportiert, wobei in einem Unterstrom gleichzeitig Wasser aus der Arabischen See äquatorwärts verfrachtet wird (*Shetye et al.*, 1991). Im Februar entwickelt sich, durch die Änderungen im Windfeld, eine schwache antizyklonale Zirkulation in der Arabischen See. Diese weitet sich mit Zunahme des Südwestmonsuns nach Westen aus und der Somalistrom entwickelt sich. Im voll entwickelten Südwestmonsun liegt ein Zwei-Wirbel-System vor der Küste Somalias vor, das Somalistrom-System (*So*) (*Schott und Quadfasel*, 1982; *Schott et al.*, 1997). Dieses wird mit Wasser aus dem afrikanischen Küstenstrom (*EAC*) von Süden versorgt und ist ein wichtiges Bindeglied für den interhemisphärischen Wassermassenaustausch (*You und Tomczak*, 1993; *Rhein et al.*, 1997). Die Strömungen in der zentralen Arabischen See sind jetzt ostwärts und erreichen den Nordteil der Arabischen See kaum. Ein geringer Anteil an Wasser kann aus dem Süden, durch die Abd al Kuri Passage zwischen Sokotra und dem Horn von Afrika, in den Golf von Aden gelangen (*Schott et al.*, 1997).

Im Golf von Bengalen ist die Oberflächenzirkulation fast das ganze Jahr hindurch antizyklonal, einzig im November ist eine starke, zyklonale Zirkulation zu beobachten, bei schwankender Intensität der Strömungen (*Tomczak und Godfrey*, 1994). Im Südwesten bildet sich im Januar der nordwärts setzende Ostindische Küstenstrom aus (nicht benannt in der Abbildung). Dieser weist seine größten Stromgeschwindigkeiten im März/April auf und transportiert dabei Wasser aus der Äquatorialregion in den Golf. Die Strömung ist sehr beständig. In der Zeit des Südwestmonsuns sind die Strömungen wieder schwach und

antizyklonal. Im September sind die Strömungen dann südwestwärts und teilweise stark. Es kommt zu einer Zirkulationsumkehr und für kurze Zeit etabliert sich eine zyklonale Zirkulation, mit einem südwärtigen Jet entlang der Indischen Küste, dem Ostindischen Winterjet (*Shetye et al.*, 1993, auf der Abbildung nicht vermerkt). Der abrupte Wechsel in der Zirkulation im Ostteil ist auf den Einfluß planetarischer Wellen zurückzuführen (*Eigenheer*, 1997). Die Zirkulation bringt im Osten Wasser mit äquatorialer Charakteristik in den Golf von Bengalen und im Westen salzarmes Wasser entlang der Küste in die Arabische See. Die Transporte konzentrieren sich dabei jedoch auf die oberen 200 m Tiefe (*Reppin et al.*, 1999). Im Dezember löst sich der Jet wieder auf.

Vertikalintegrierte Zirkulation:

Die Stromfunktion, abgeleitet aus der Sverdrup Bilanz, gibt die mittlere windgetriebene Zirkulation an (Abb. 1.5). In der Südhemisphäre ist die Zirkulation ähnlich der Oberflächenzirkulation. Man sieht in der Südhemisphäre einen ausgeprägten Subtropenwirbel der sich nach Norden bis etwa 15°S erstreckt. Eine breite Rezirkulationsregion im Osten und ein Randstromregime im Westen sind zu erkennen. Der nördliche Ast der subtropischen Zirkulation spaltet sich vor Madagaskar in einen nord- und einen südwärtigen Teil auf. An der Ostseite ist der Leewin Strom vor der Westküste Australiens nicht sichtbar. Diese polwärtige Oberflächenströmung wird von einem äquatorwärtigen Unterstrom begleitet, sodaß sich beide Strömungen vertikal integriert aufheben (*Tomczak und Godfrey*, 1994). Zwischen dem Äquator und nördlich von 15°S ist ein zyklonaler Wirbel zu sehen,

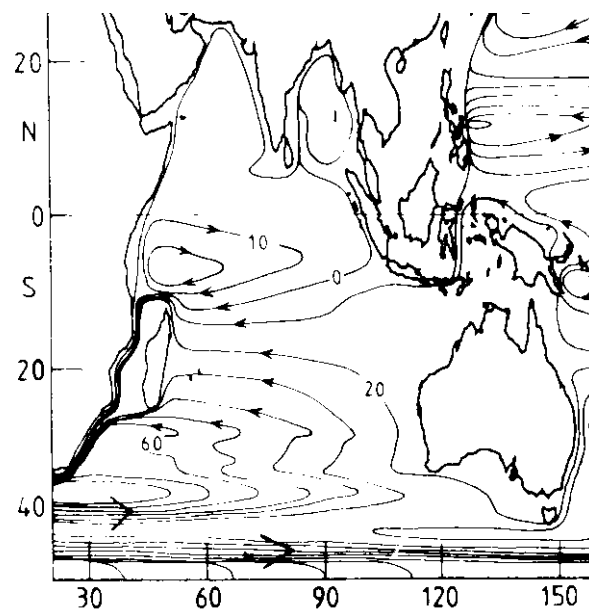


Abb. 1.5: Stromfunktion im Indischen Ozean abgeleitet aus der Sverdrup Bilanz aus *Tomczak und Godfrey* (1994). Konturintervall 10 Sv.

den *Woodberry et al.* (1989) als äquatorialen Wirbel bezeichnen. Die aus der Sverdrup Bilanz berechneten Transporte stimmen gut mit den geostrophischen Berechnungen von *Stramma und Lutjeharms* (1997) überein.

In der Nordhemisphäre sind keine Stromlinien eingezeichnet, da die Transporte im Mittel kleiner als das Konturintervall sind (10 Sv). Auch die saisonalen Felder von *Hellerman und Rosenstein* (1983) zeigen in der Nordhemisphäre geringe Transporte. Allein der Westteil der Arabischen See bildet im Südwestmonsun eine Ausnahme. Transporte bis 30 Sv werden dort errechnet, durch die Nähe zur Küste ist die Gültigkeit der Balance jedoch fraglich.

2. Verwendete Daten

Zur Übersicht sind in Tabelle 2.1, aufgeteilt nach den Untersuchungsregionen, die Kurzbezeichnungen der Datensätze sowie die zur Verfügung stehenden Parameter aufgezeigt. Alle Datensätze enthalten Salzgehalt, Temperatur und Sauerstoff als Parameter. Die Parameter wurden auf gleiche Einheiten konvertiert: Temperatur in °C, Salzgehalt in psu, Sauerstoff in $\mu\text{mol kg}^{-1}$, Nährstoffe (Nitrat NO_3 , Phosphat PO_4) in $\mu\text{mol kg}^{-1}$, Silikat (H_4SiO_4) in $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Die FCKW Daten wurden relativ zur SIO 93 Skala transformiert (Cunnold *et al.*, 1994).

Tab. 2.1: Übersicht zu den in der Arbeit verwendeten Datensätzen, aufgeteilt nach Untersuchungsregionen. Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoff sind als Parameter in allen hydrographischen Datensätzen vorhanden.

Region	Datensatz	Parameter				Zeitraum
		NO_3	PO_4	H_4SiO_4	FCKW	
<i>Gesamter Ozean</i>	SAC	×	×	×	–	Klimatologie
	WOA	(–)	×	×	–	Klimatologie
	Reid	(–)	×	×	–	1930-1980
<i>Subtropenwirbel</i>	I5	×	×	×	F-11, F-12	Nov. - Dez. 1987
	I5 Ost	×	×	×	–	Mär. - Apr. 1995
	I8	×	×	×	F-11, F-12	Dez. 1994 - Jan. 1995
<i>Indopazifischer Einstrom</i>	JADE89	×	×	×	F-11	Apr. - Sep. 1989
	FR03/88	×	×	×	–	Mär. 1988
	FR09/87	×	×	×	–	Okt. 1987
<i>Arabische See</i>	M32/1	–	–	–	F-11, F-12	Mär. - Apr. 1995
	M32/4	×	×	×	F-11, F-12	Jun. - Jul. 1995
	M32/6	–	–	–	F-11, F-12	Aug. - Sept. 1995
<i>Tropischer Indik</i>	I2	×	×	×	–	Dez. 1995 - Jan. 1996
<i>8° Ost Schnitt</i>	FR08/94	×	×	×	–	Aug. - Sep. 1994
	I5 Ost	×	×	×	–	Mär. - Apr. 1995
<i>Atmosphäre</i>	SOC	siehe Text				Klimatologie

× = Parameter ist vorhanden

(–) = Parameter nur an wenigen Messpunkten vorhanden

– = Parameter ist nicht vorhanden

Gesamter Ozean

Zur Untersuchung klimatologischer Verhältnisse wurden zwei auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter vorliegende Datensätze und ein Satz unregelmäßig verteilter Beobachtungsdaten verwandt.

Interpolierte Daten:

(1) Im “World Ocean Atlas 94” (WOA) (Levitus und Boyer, 1994; Levitus et al., 1994; Conkright et al., 1994) liegen Salzgehalt und Temperatur in monatlichen, saisonalen und mittleren Daten vor. Die Daten sind räumlich mit einem Objektive-Analyse Verfahren und vertikal auf Standardtiefen interpoliert (siehe z.B. Levitus und Boyer, 1994). Das angewandte Interpolationsschema führt besonders im Bereich von Fronten zum “Verschmieren” von Gradienten im Tracerfeld (Lozier et al., 1994). Der Datensatz wurde daher in der vorliegenden Arbeit nur benutzt, wenn eine hohe zeitliche Auflösung erforderlich war.

(2) Im SAC Datensatz (Gouretski und Jahncke, 1998) liegen alle Tracer nur als Jahresmittelwert vor (siehe Tabelle 2.1). Die Daten wurden auf neutralen Flächen (McDougall, 1987) mit einem Objektive-Analyse Verfahren interpoliert und später auf Standardtiefen gebracht. So konnte auch in Frontalzonen die Charakteristik der Tracer erhalten bleiben. Eine aufwendige Qualitätskontrolle bezüglich der Vergleichbarkeit von historischen Daten wurde durchgeführt.

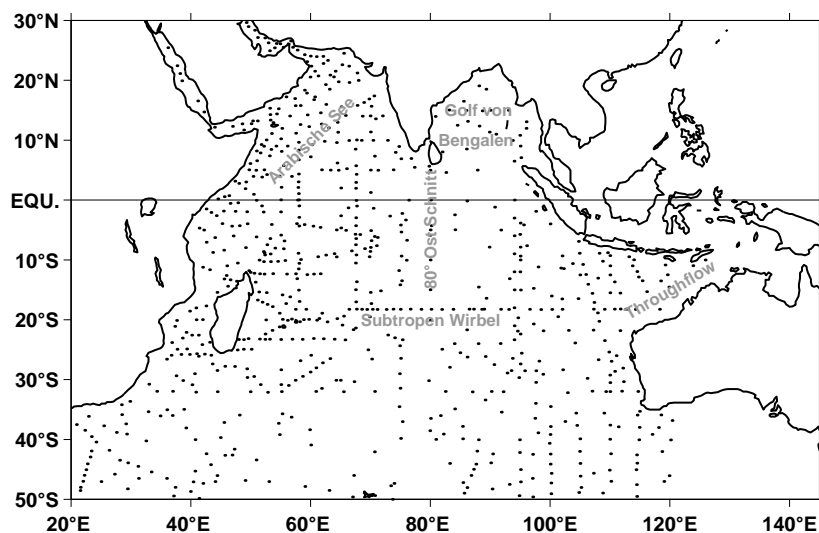


Abb. 2.1: Der Reid/Mantyla Datensatz.

Beobachtungsdaten:

Als historischer Datensatz von Beobachtungsdaten wurde der Reid und Mantyla Datensatz des SIO (J. Reid und A. Mantyla, Scripps Institute of Oceanography, USA) benutzt

(Abbildung 2.1). Die Daten stammen aus den Jahren 1930 bis 1980, wobei im Indischen Ozean etwa 10.000 Einzelmessungen vorliegen. Die Daten sind “per Hand” korrigiert und beim Scripps Institut frei verfügbar (*Sarilee Anderson, SIO*, persönl. Mitteilung). Die Genauigkeit der Messungen wird nicht angegeben.

Subtropenwirbel

Der Bereich des Subtropenwirbels wurde durch drei Datensätze abgedeckt: I5 (*Toole und Warren, 1993*), I5 Ost (Südteil *Talley und Bahringer, 1997*) und I8 (*Hufford et al., 1997*), die alle im Rahmen des WOCE Projekts gewonnen wurden. Die Qualität der Messungen entspricht dem WOCE Standard (*WOCE, 1994*). Die Daten konzentrieren sich auf den Zentralen- (I5 Ost) sowie den Süd- bis Südostteil (I8, I5) des Wirbels. Es liegen neben Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoff auch Nährstoffe und, bis auf I5 Ost, auch FCKW Daten vor.

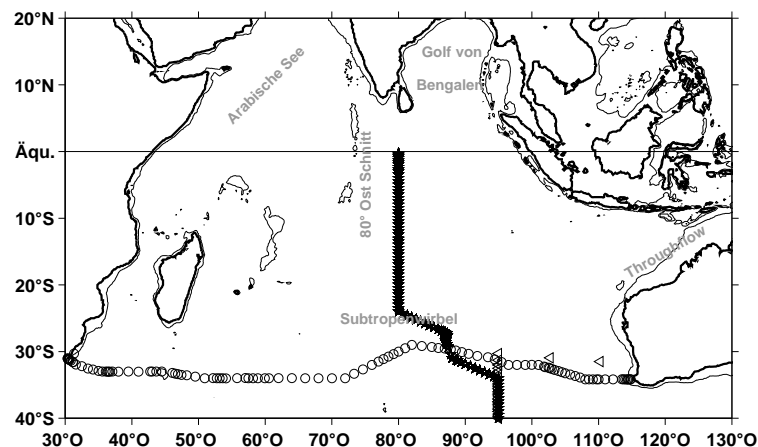


Abb. 2.2: Daten im Subtropenwirbel: I5 (Kreise), I8 (Dreiecke) und I5 Ost (Sterne).

Indopazifischer Einstrom

Der Indopazifische Einstrom wurde mit Daten des französischen JADE (*Java Australia Dynamic Experiment*) (*Fieux et al., 1994, JADE89*) sowie mit Daten des IfM Hamburg in Zusammenarbeit mit der CSIRO (Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation) FR09/87 und FR03/88 untersucht (*Cresswell et al., 1993*). Beide Datensätze beinhalten Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff und Nährstoffe. Die JADE89 Daten beinhalten zusätzlich noch FCKW (F-11) Daten. Die Qualität der Daten entspricht dem WOCE Standard (*WOCE, 1994*).

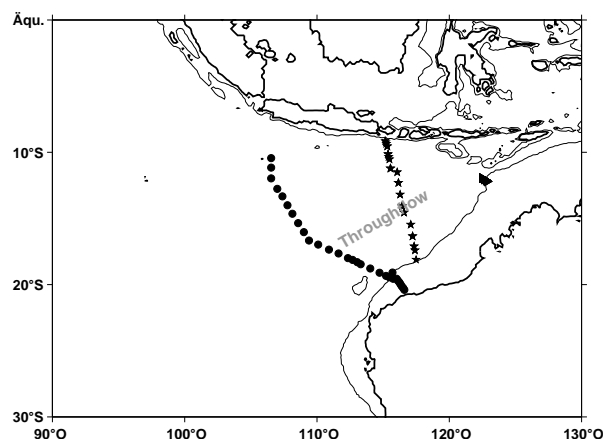


Abb. 2.3: Daten in der Region des Indopazifischen Einstroms: JADE89 (Sterne), FR03/88 (Dreiecke) und FR09/87 (Punkte).

Tropischer Indischer Ozean

Die Daten entlang des Zonalschnittes I2 bei ca. 8°S wurden im WOCE Experiment zur Untersuchung der großskaligen Wärmetransporte im tropischen Indischen Ozean aufgenommen. Transportabschätzungen über Inverse Methoden als auch Besonderheiten der Tiefenzirkulation sollten abgeleitet werden (B. Warren, Fahrtbericht). Es liegen Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff und Nährstoffe vor.

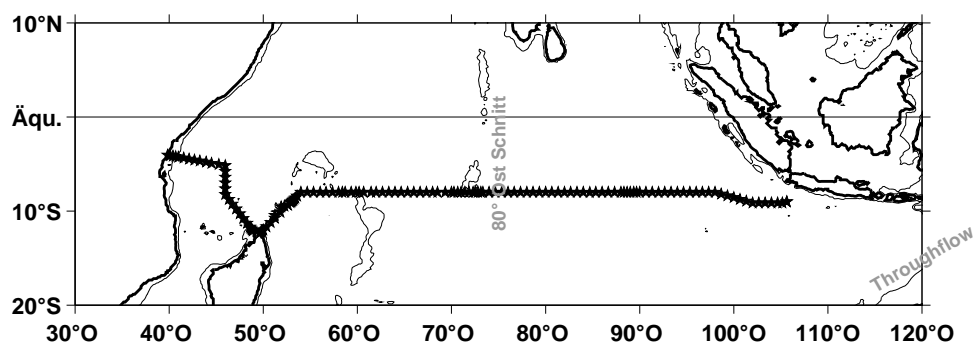


Abb. 2.4: Stationsverteilung entlang des I2 Schnittes.

Arabische See

In der Arabischen See standen drei WOCE Datensätze der *FS METEOR* zur Verfügung (M32/1,4 und 6; Schott *et al.*, 1996). Die Arabische See zählte zu den "Special Survey Areas" des WOCE Projekts, und die Region wurde mehrmals sehr intensiv beprobt. Hintergrund war die Beobachtung der zeitlichen Entwicklung der Oberflächenströmung in der Arabischen See in unterschiedlichen Monsunphasen. Leider wurden nur auf einer Fahrt

(M32/4) in Zusammenarbeit mit JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study) zusätzlich zu Temperatur, Salz und Sauerstoff auch Nährstoffdaten aufgenommen (NIOZ, Texel, Holland). Die Daten wurden mit der geforderten Genauigkeit aufgenommen (WOCE, 1994). Die Nährstoffdaten besitzen folgende Genauigkeiten (Johan v. Bennekom, pers. Mitteilung) : $0.9 \mu\text{mol kg}^{-1}$ für O_2 ; $0.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$ für PO_4 ; $2 \mu\text{mol kg}^{-1}$ für Si; $1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ für NO_3 .

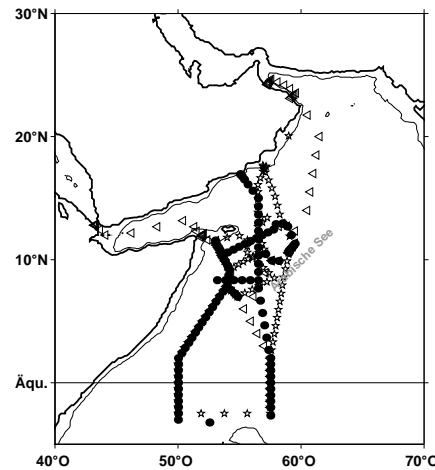


Abb. 2.5: Daten in der Arabischen See. *FS METEOR* Expeditionen M32/1 (Dreiecke), M32/4 (Punkte) und M32/6 (Sterne).

80°Ost Schnitt

Entlang 80°Ost wurden als Wiederholungsschnitt IRO4 bzw. als Teil eines Einzelschnittes IO5 mehrfach Daten im WOCE Experiment aufgenommen.

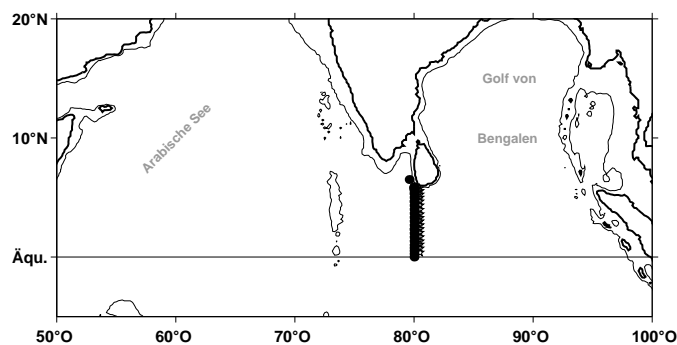


Abb. 2.6: Daten auf dem 80°Ost Schnitt: I5 Ost (Punkte) und FR08/94 (Sterne).

Studien der “Kommunikation” der beiden nördlichen Becken, Arabische See und Golf von Bengalen, waren die Ziele dieser intensiven Beprobung. Auf den beiden Expeditionen I5 Ost und FR08/94 wurden neben T und S auch Nährstoffdaten aufgenommen.

Sie wurden in unterschiedlichen Monsunphasen aufgenommen: I5 Ost im abklingenden Nordostmonsun, FR08/94 im abklingenden Südwestmonsun.

Die SOC Klimatologie

Die SOC (Southampton Oceanography Center) Klimatologie (*Josey et al.*, 1996) wird in der vorliegenden Untersuchung als der Datensatz verwandt, der die klimatologischen Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre bereitstellt. Grundlage der Klimatologie ist der COADS 1a Datensatz (Comprehensive Ocean Atmosphere Dataset 1a) der aus ca. 30 Millionen Beobachtungsdaten (Schiff, Bojen) der Zeit 1980 bis 1993 besteht. Als Hauptunterschied zu vorherigen Klimatologien wird von *Kent und Taylor* (1995) und *Josey et al.* (1998) die Korrektur von Meßunterschieden der meteorologischen Parameter angegeben. Der Datensatz beinhaltet den latenten Wärme flu ß, den sensiblen Wärme flu ß, den Netto-Wärme flu ß, den Gesamtniederschlag, die lang- sowie kurzweilige Strahlung und den ost- und nordwärtigen Windstress. Die Daten liegen auf einem $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ Gitter vor.

3. Allgemeines zu Wassermassen und Tracern

In diesem Abschnitt wird zunächst ein genereller Überblick über Wassermassentracer gegeben. Auf dem Prinzip der linearen Vermischung beruhende Tracergleichungen werden vorgestellt. Verfahren zur Bestimmung der Mischungsanteile einzelner Quellwasser aus Beobachtungsdaten und Möglichkeiten zur Bestimmung des Alters der Quellwasser werden diskutiert.

3.1 Definition

Eine *Wassermasse* ist ein Wasserkörper, welcher eine bestimmte, ähnliche Bildungsgeschichte seiner Bestandteile besitzt (*Tomczak*, 1999).

Eine Wassermasse füllt ein Volumen des Ozeans aus, welches sie, außer in ihrer Quellregion, mit anderen Wassermassen teilt. Mathematisch kann eine Wassermasse über den funktionalen Zusammenhang und eine damit verbundene Varianz zwischen einzelnen, charakteristischen Parametern beschrieben werden (z.B. Temperatur und Salzgehalt). Die so definierten Zusammenhänge werden, zurückgehend auf *Helland-Hansen* (1918), als *Wassertypen* bezeichnet und stellen erstmal nur Punkte, z.B. im T/S Parameterraum dar. Werden diese Punkte jedoch dort definiert, wo die charakteristischen Werte einer Wassermasse liegen, so spricht man von *Quellwassertypen*. Eine Wassermasse in ihrem Ursprungsgebiet ist mathematisch gesehen eine beliebig große Anzahl von Quellwassertypen mit zugehöriger Varianz.

3.2 Wassermassentracer

Zur Verfolgung von Wassermassen im Ozean können unterschiedliche Parameter oder Parameterkombinationen verwandt werden, wie z.B. Temperatur, Salzgehalt, gelöster Sauerstoff, Nährstoffe, FCKWs oder Helium, die als *Tracer* bezeichnet werden sollen. Die gemessene Konzentration der Tracer in der Wassersäule kann von unterschiedlichen Einflüssen abhängen (*Chester*, 1990):

- Transport im Ozean (Advektion und Diffusion)
- Biogeochemische Prozesse

- Austausch über die Grenzschicht Ozean/Atmosphäre sowie Ozean/Meeresboden

Zur Beurteilung von Tracerkonzentrationen auf ihren Zusammenhang mit der Dynamik oder der Biogeochemie ist eine Abschätzung des Beitrags der einzelnen Einflüsse nötig. Zur systematischen Untersuchung von Wassermassen mit Hilfe von Tracern sollen diese daher in drei Kategorien eingeteilt werden: *konservative*, *transiente* und *nicht konservative Tracer*. Das unterschiedliche Verhalten der einzelnen Tracer ermöglicht es, Abweichungen in den Tracerverteilungen zu nutzen, um die unterschiedlichen Einflüsse zu separieren. Die Wechselwirkung zwischen Ozean und Meeresboden wird nicht berücksichtigt, da im untersuchten Tiefenbereich die Gradienten in der Wassersäule als bestimmend angesehen werden können.

Findet Vermischung von Tracern statt, läßt sich mit der aus der Wärmelehre bekannten “Richmannsche” Mischungsregel jeder beobachtete Datenpunkt als lineare Komposition von Ursprungskonzentrationen schreiben (siehe beispielsweise *Dietrich et al.*, 1975). Die Ursprungskonzentrationen werden als “Quellwassertypen” (QWT) bezeichnet. Für die drei oben aufgelisteten Tracergruppen lassen sich folgende allgemeingültige Gleichungen aufstellen (*Karstensen und Tomczak*, 1998):

Konservative Tracer:

Unter konservativen Tracern sollen diejenigen zusammengefaßt werden, die eine nahezu konstante “Eintragsfunktion” an der Grenzfläche zwischen Ozean und Atmosphäre besitzen und sich nach Verlassen eines Bildungsgebietes nicht mehr ändern. Das heißt jedoch nicht, daß ihre gemessene Konzentration erhalten bleibt, vielmehr kann diese sich einzig durch Vermischung mit Wasser anderer Tracerkonzentrationen ändern. Besteht die Möglichkeit, den Effekt der Vermischung zu quantifizieren, so ist die ursprüngliche Konzentration des Tracers in allen an der Vermischung beteiligten Quellen (Wassermassen) zurückrechenbar. Pro Meßpunkt ergeben sich so viele Ursprungskonzentrationen, wie Quellen an der Zusammensetzung des Meßpunktes beteiligt sind. Zu dieser Gruppe von Tracern gehören Temperatur und Salzgehalt.

Formal läßt sich die konservative Tracerkonzentration ($C_{\text{beob}}^{\text{kons.}}$) in einem Meßpunkt schreiben als:

$$C_{\text{beob}}^{\text{kons.}} = \sum_{i=1}^n C_i^{\text{kons.}} \cdot x_i \quad (3.1)$$

dabei ist $C_i^{\text{kons.}}$ die Ursprungskonzentration des Tracers in dem i -ten Quellwasser und x_i der Mischungsanteil des i -ten von n Quellwassern an der Gesamtheit.

Transiente Tracer:

Transiente Tracer zeichnen sich durch ihr mehr oder minder kurzzeitiges Erscheinen im

Ozean aus. Sie sind meist durch menschliches Zutun eingebracht: entweder direkt eingebracht, deponiert (z.B. das Einleiten radioaktiver Stoffe) oder über die Atmosphäre eingetragen. Einige transiente Tracer besitzen zusätzlich ein natürliches "Hintergrundsignal" wie etwa das Helium. Dieses wird in vulkanisch aktiven Zonen frei, kann aber auch durch den Zerfall von Tritium aus Wasserstoffbombenversuchen in den Ozean gelangen.

In dieser Untersuchung werden nur die beiden Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW) F-11 und F-12 als transiente Tracer benutzt. Es wird dabei vorausgesetzt, daß das gemessene Signal einzig durch den atmosphärischen Eintrag zustande gekommen ist. FCKWs besitzen kein "Hintergrundsignal" im Ozean und verhalten sich stabil in der Wassersäule. Ihre Konzentration kann daher formal geschrieben werden als:

$$C_{\text{beob}}^{\text{trans}} = \sum_{i=1}^n C_i^{\text{trans}}(t_i) \cdot x_i \quad (3.2)$$

dabei ist $C_{\text{beob}}^{\text{trans}}$ die beobachtete Tracerkonzentration, die zusammengesetzt ist aus der Summe der i von n Mischungsanteile x_i der Quellwasserkonzentrationen $C_i^{\text{trans}}(t_i)$ abhängig vom Eintragsjahr t_i . Der Term $C_i^{\text{trans}}(t_i)$ in Gleichung 3.3 beinhaltet die individuelle Sättigungskonzentration jeder an der Mischung beteiligten Quellwasserkonzentration. Diese ist abhängig von Temperatur und Salzgehalt (*Warner und Weiss, 1985*), sowie von der atmosphärischen Konzentration zum Zeitpunkt t_i . Weiterhin ist der Grad der individuellen Sättigung zum Absinkzeitpunkt enthalten. Die Konzentration der FCKWs kann, unter Berücksichtigung der von Temperatur und Salzgehalt abhängenden Löslichkeitsfunktion $F(T, S)$, mit Gl. 3.3 geschrieben werden als:

$$FCKW_{\text{beob}} = \sum_{i=1}^n FCKW_{\text{atmos},i}(t_i) \cdot F(T_i, S_i) \cdot x_i \quad (3.3)$$

Die Zeitabhängigkeit der Eintragsfunktion ermöglicht im Prinzip die Zuordnung von "Altern" der an der Mischung beteiligten Wassermassen. Das Alter ist die Zeit, die vergangen ist, seit der letzte Kontakt mit der Atmosphäre stattgefunden hat (vergl. Kapitel 3.5.1).

Nicht konservative Tracer:

Die nicht konservativen Tracer (z.B. der gelöste Sauerstoff), besitzen eine bekannte zeitunabhängige Eintragsfunktion. Diese kann wieder eine theoretisch mögliche Sättigungskonzentration sein (bei O_2 nach *Weiss, 1970*), unter Berücksichtigung der individuellen Sättigung.

Die Ausbreitung dieser Tracer läßt sich unterteilen in einen konservativen Anteil und einen Anteil, der biogeochemischen Prozessen unterliegt:

$$C_{\text{beob}}^{\text{nicht kons.}} = C^{\text{kons.}} + C^{\text{bio/chem}} \quad (3.4)$$

dabei ist $C_{\text{beob}}^{\text{nicht kons.}}$ die beobachtete Tracerkonzentration, die sich aus der Summe der Konzentrationen bei konservativer Ausbreitung ($C^{\text{kons.}}$) und der Summe der Konzentrationsänderung durch biogeochemische Mechanismen während der Ausbreitung ($C^{\text{bio/chem}}$) ergibt. Die konservative Komponente verhält sich dabei so, wie in Gleichung 3.1 beschrieben und ist nur durch Vermischung beeinflusst. Die biogeochemisch beeinflusste Komponente unterliegt räumlich und zeitlich variablen Änderungen.

Die biogeochemisch beeinflusste Komponente nimmt in der vorliegenden Arbeit eine besondere Rolle ein, da sie mit Hilfe von Zehrungsraten auf die Zeit referenziert werden kann. Das wird in der vorliegenden Arbeit durch eine Sauerstoffzehrungsrate (Riley, 1951) erreicht und bietet die Möglichkeit, Wassermassenalter zu ermitteln (vergl. Kapitel 3.5.2).

3.3 Wassermassen Mischungsanalyse

Die Wassermassen Mischungsanalyse geht auf *Helland-Hansen* (1918) zurück, der das "Vermischungsdreieck" als graphische Methode zur Identifikation und Transformation von Wassermassen einführte. Maximal drei Quellwassertypen (Ursprungskonzentrationen) bilden dabei die Eckpunkte eines Dreiecks im T/S Diagramm. Alle Mischprodukte der Quellwassertypen liegen innerhalb des Dreiecks und lassen sich als quantitative Anteile aus der Geometrie über Streckenverhältnisse berechnen.

Die grundlegende Annahme dabei ist, daß eine im Ozean beobachtete Konzentration von Temperatur und Salzgehalt aus unvermischten Ursprungskonzentrationen zusammengesetzt werden kann. Voraussetzung dafür ist die lineare Vermischung mit identischen Mischungskoeffizienten aller beteiligten Tracer. Vermischung, die auf unterschiedlichen Mischungskoeffizienten beruht, können so nicht erfaßt werden. Die großskalige Vermischung im Ozean kann aber als turbulent angesehen werden. Die turbulente Vermischung ist tracerunabhängig, daraus hervorgehende Verteilungen können mit linearen Mischungsmodellen analysiert werden.

Erweiterungen des "Vermischungsdreiecks" wurden von *Stockman* (1946) und *Mamayev* (1975) abgehandelt. *Mamayev* dehnte dabei die Analyse im "Vermischungsdreieck" auf beliebig viele Quellwassertypen aus. Dabei blieb die Annahme erhalten, daß die an der Mischung beteiligten Wassertypen vertikal geschichtet sind und so immer nur 3 Wassertypen direkt miteinander in Kontakt stehen. Basis für die Erweiterung auf beliebig viele Wassermassen war die Annahme, daß Vermischung im Ozean isopyknisch, d.h. auf Flächen konstanter Dichte, abläuft (*Montgomery*, 1938).

Eine Weiterentwicklung der Mischungsanalyse wurde durch das Einbeziehen von Sauerstoff, Nährstoffen und Silikat als zusätzliche Tracer erreicht, die sogenannte Multiparameter Analyse (*Tomczak*, 1981). Mit dieser Analyse können, auf Basis der linearen

Vermischung, bei n Tracern $n + 1$ Quellwassertypen analysiert werden. Isopyknische und diapyknische Vermischung waren trennbar.

Durch Lösungstechniken der linearen Algebra (*Lawson und Hanson, 1974*) wurde die Analyse zur sogenannten Umkehr oder Invers Methode weiterentwickelt (*Mackas et al., 1987; Tomczak und Large, 1989*), die als klassische Optimum Multiparameter Analyse (klassische OMP Analyse) bezeichnet wird. Beobachtete Tracerkonzentrationen werden dem linearen Vermischungsmodell angepaßt, indem die Mischungsanteile als freie Modellvariablen bestimmt werden. Die Analyse ist bei n Tracern nur noch auf n Quellwassertypen limitiert, da sie ein überbestimmtes Gleichungssystem erfordert.

Durch das Einbeziehen der Änderungen von Tracern durch biogeochemische Mechanismen, wurde die Analyse großskaliger Tracerverteilungen möglich (*Karstensen und Tomczak, 1998*). Das Verfahren wird als erweiterte OMP Analyse bezeichnet. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde ein MATLAB Programmpaket entwickelt, welches es erlaubt nahezu beliebige Datensätze mit der OMP Analyse zu bearbeiten (*Karstensen, 1999*). Das Programm ist über das Internet verfügbar:

http://www.ifm.uni-hamburg.de/~wwwro/omp_std → Download.

Klassische OMP Analyse

Benutzt man Gleichung 3.1 und Gleichung 3.4 ohne die biogeochemische Komponente ($C^{\text{bio/chem}}$), so läßt sich ein lineares System von Vermischungsgleichungen aufstellen (*Mackas et al., 1987; Tomczak und Large, 1989*). Die klassische OMP Analyse wird an dieser Stelle gezeigt, obwohl sie in der vorliegenden Arbeit nicht auf Daten angewandt werden wird. Sie stellt aber eine wichtige Grundlage der erweiterten OMP Analyse dar. Im folgenden werden für die Erläuterung beider Analysen beispielhaft 4 Quellwasser gewählt, die Anzahl der verwendeten Tracer würde es aber erlauben 6 (klassische OMP Analyse) bzw. 5 (erweiterte OMP Analyse) Quellwasser aufzulösen.

$$\begin{array}{rcccccl}
 x_1 T_1 & + & x_2 T_2 & + & x_3 T_3 & + & x_4 T_4 & = & T_{\text{obs}} + R_T \\
 x_1 S_1 & + & x_2 S_2 & + & x_3 S_3 & + & x_4 S_4 & = & S_{\text{obs}} + R_S \\
 x_1 O_{2,1} & + & x_2 O_{2,2} & + & x_3 O_{2,3} & + & x_4 O_{2,4} & = & O_{2,\text{obs}} + R_{O_2} \\
 x_1 PO_{4,1} & + & x_2 PO_{4,2} & + & x_3 PO_{4,3} & + & x_4 PO_{4,4} & = & PO_{4,\text{obs}} + R_{PO_4} \\
 x_1 NO_{3,1} & + & x_2 NO_{3,2} & + & x_3 NO_{3,3} & + & x_4 NO_{3,4} & = & NO_{3,\text{obs}} + R_{NO_3} \\
 x_1 Si_1 & + & x_2 Si_2 & + & x_3 Si_3 & + & x_4 Si_4 & = & Si_{\text{obs}} + R_{Si} \\
 x_1 & + & x_2 & + & x_3 & + & x_4 & = & 1 + R_{\Sigma}
 \end{array}$$

Die einzelnen Gleichungen beschreiben die lineare Vermischung der Ursprungskonzentrationen (Quellwassertypen) von den Tracern Temperatur (T), Salzgehalt (S), Sauerstoff (O_2), Phosphat (PO_4), Nitrat (NO_3) und Silikat (Si) in Anteilen x_1 bis x_4 . Es

werden so die Beobachtungsdaten ($\text{Tracer}_{\text{obs}}$) erhalten zuzüglich von tracereigenen Residuen (R). Die Residuen können im Sauerstoff und in den Nährstoffen beispielsweise durch biogeochemische Prozesse hervorgerufen werden, aber auch Meßfehler oder nicht-lineare Mischungseffekte können verantwortlich sein. Die letzte Zeile des Gleichungssystems beschreibt die Massenerhaltung, d.h. die Summe aller Anteile ergibt 1.

Eine Lösung des Gleichungssystems bezüglich der Vermischungsanteile wird mit der Randbedingung ausschließlich positiver Wassermassenanteile ($x_i \geq 0$) über die "Methode der kleinsten Quadrate" ("least square fit" - LS Anpassung) gesucht (*Lawson und Hanson, 1974*). Dabei muß das Gleichungssystem, um die Randbedingungen erfüllen zu können, überbestimmt sein, d.h. es müssen mehr Gleichungen als Unbekannte vorhanden sein.

Das Gleichungssystem läßt sich in Matrixschreibweise formulieren als

$$Gx = d + R$$

dabei ist G eine $n \times m$ Matrix der n Quellwassertypen der $m - 1$ Tracer zuzügl. der m -ten Zeile, die die Massenerhaltung widerspiegelt. x ist der Vektor der gesuchten Wassermassenanteile, d der Vektor der Beobachtungsdaten und R der Vektor der Residuen der LS Anpassung.

Um eine Region zu analysieren, müssen zuerst die Quellwassertypen (QWT) definiert werden, aus denen sich die Wassermassenstruktur dort zusammensetzt. Die Quellwasser müssen so gewählt werden, daß alle Daten durch ihre Vermischung darstellbar sind. Da klassische OMP Analyse keine biogeochemischen Änderungen im Tracerfeld berücksichtigt, lassen sich nur lokale Mischungsstudien durchführen.

Der nächste Schritt ist eine Normierung oder Standardisierung der Quellwassertypenmatrix (G_{ji}), um eine Vergleichbarkeit der einzelnen Tracer mit ihren unterschiedlichen physikalischen Einheiten zu schaffen (siehe beispielsweise *Bahrenberg und Giese, 1975*):

$$G'_{ji} = (G_{ji} - \overline{G}_j) / \sigma_j$$

dabei ist \overline{G}_j der Mittelwert der Quellwassertypen des j -ten Tracers

$$\overline{G}_j = 1/n \sum_{i=1}^n G_{ji}$$

und σ_j seine Standardabweichung

$$\sigma_j = \sqrt{1/n \sum_{i=1}^n (G_{ji} - \overline{G}_j)^2}$$

Die so standardisierten Werte haben einen Mittelwert von Null und eine Standardabweichung von eins.

Die Gewichtung der Tracer im Gleichungssystem wird über eine Gewichtungsmatrix (W) gesteuert. Sie wird durch das Verhältnis zwischen Auflösungsvermögen und Fehler bestimmt (Tomczak und Large, 1989). Das Auflösungsvermögen ist die maximale Variabilität in den Quellwassertypen (σ_j). Die Fehler sind entweder die “natürliche” Variabilität jedes Tracers in der Quellregion oder der Meßfehler, je nachdem welcher Wert größer ist ($\delta_{j \max}$).

$$W_j = \sigma_j^2 / \delta_{j \max}$$

Die Gewichtung der letzten Zeile des Gleichungssystems, die die Massenerhaltung widerspiegelt, wird in der Regel gewählt wie die maximale Tracergewichtung (Tomczak und Large, 1989; Hinrichsen und Tomczak, 1993).

Das so standardisierte und gewichtete System von Gleichungen kann über die LS Anpassung gelöst werden. Alle Variablen werden dabei als konservativ angenommen (Gleichung 3.1 und 3.4 ohne biogeochemische Komponente). Abbildung 3.1 (links) zeigt das Prinzip der Auflösung eines Datenpunktes in vier Quellwassertypen (QWT₁ bis QWT₄). Diese ist gleichbedeutend einer Vermischung entlang der gestrichelten Linie.

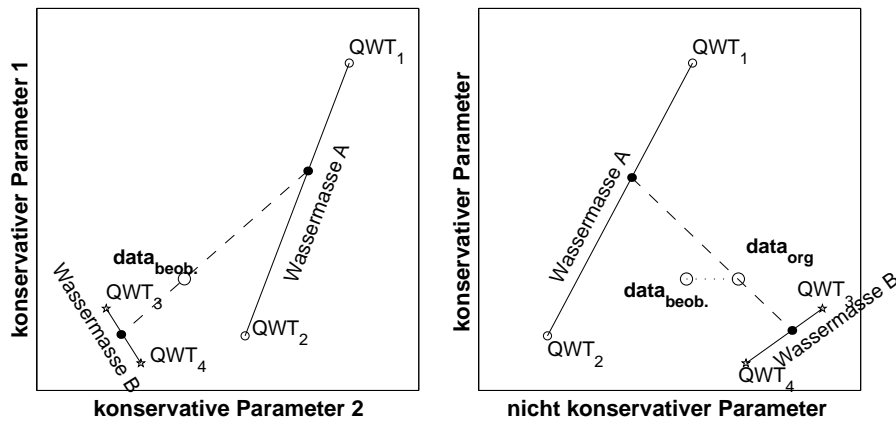


Abb. 3.1: Prinzipskizze des linearen Vermischungsmodells: (links) Ohne Einfluß von biogeochemischen Veränderungen im Tracerfeld wird ein Datenpunkt als die lineare Vermischung von konservativen Quellwassertypen (QWT₁ bis QWT₄) angesehen. QWT₁ und QWT₂ stellen dabei Wassermasse A dar, QWT₃ und QWT₄ Wassermasse B. (rechts) Der Einfluß von biogeochemischen Änderungen verschiebt den Quellwassertyp ($data_{org}$) von seiner linearen Vermischungslinie (gestrichelt) zum Beobachtungswert ($data_{obs}$). Die OMP Analyse (klassisch und erweitert) findet in allen Tracern gleichzeitig statt.

Um auch Daten analysieren zu können, die Änderungen im Tracerfeld durch biogeochemische Prozesse aufweisen, wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit eine Erweiterung des Gleichungssystems vorgenommen und die erweiterte OMP Analyse aufgestellt.

Erweiterte OMP Analyse

Sind neben konservativer Ausbreitung und Vermischung auch biogeochemische Änderungen für die Zusammensetzung des Tracerfeldes verantwortlich, ist eine Erweiterung der OMP Analyse nötig. Auf Gleichung 3.1 und 3.4 aufbauend wurde folgendes Gleichungssystem aufgestellt (*Karstensen und Tomczak, 1998*):

$$\begin{array}{rcccccccl}
 x_1 T_1 & + & x_2 T_2 & + & x_3 T_3 & + & x_4 T_4 & + & 0 & = & T_{\text{obs}} + R_T \\
 x_1 S_1 & + & x_2 S_2 & + & x_3 S_3 & + & x_4 S_4 & + & 0 & = & S_{\text{obs}} + R_S \\
 x_1 O_{2,1} & + & x_2 O_{2,2} & + & x_3 O_{2,3} & + & x_4 O_{2,4} & - & \Delta \text{Pr}_{\text{O/P}} & = & O_{2,\text{obs}} + R_{O_2} \\
 x_1 \text{PO}_{4,1} & + & x_2 \text{PO}_{4,2} & + & x_3 \text{PO}_{4,3} & + & x_4 \text{PO}_{4,4} & + & \Delta P & = & \text{PO}_{4,\text{obs}} + R_{\text{PO}_4} \\
 x_1 \text{NO}_{3,1} & + & x_2 \text{NO}_{3,2} & + & x_3 \text{NO}_{3,3} & + & x_4 \text{NO}_{3,4} & + & \Delta \text{Pr}_{\text{N/P}} & = & \text{NO}_{3,\text{obs}} + R_{\text{NO}_3} \\
 x_1 \text{Si}_1 & + & x_2 \text{Si}_2 & + & x_3 \text{Si}_3 & + & x_4 \text{Si}_4 & + & \Delta \text{Pr}_{\text{Si/P}} & = & \text{Si}_{\text{obs}} + R_{\text{Si}} \\
 x_1 & + & x_2 & + & x_3 & + & x_4 & + & 0 & = & 1 + R_\Sigma
 \end{array}$$

Eine zusätzliche Spalte mit der Unbekannten ΔP wird dazu in die Gleichungen, die biogeochemischen Einflüssen unterliegen (Sauerstoff, Phosphat, Nitrat und Silikat), mit aufgenommen. Dadurch wird ein zusätzlicher Mechanismus zur linearen Zusammenstellung des Tracerfeldes im Gleichungssystem bereitgestellt. Hier wird ausgenutzt, daß sich die Konzentrationen von Nitrat und Phosphat im Ozean in einem relativ konstanten Verhältnis ändern ($r_{\text{N/P}}$). Die Änderungen werden durch Remineralisation hervorgerufen, einem Prozeß, bei dem hauptsächlich Bakterien absinkendes Material zersetzen und die darin enthaltenen Nährstoffe in gelöster Form wieder ins Wasser gelangen lassen. Während der Remineralisation von Nährstoffen wird Sauerstoff verbraucht ($-r_{\text{O/P}}$). Die Verhältnisse sind Teil der “Redfield ratios”, die zusätzlich noch das Kohlenstoffverhältnis ($r_{\text{C/P}}$) beinhalten (*Redfield et al., 1963; Anderson und Sarmiento, 1994*). Silikat ist zwar nicht direkt am Remineralisationsprozeß beteiligt, kann aber auch in die Verhältnisse integriert werden (*Watson und Whitfield, 1985*). Es ist für den Aufbau der Silikatschalen von Diatomäen und Radiolarien unerlässlich und daher indirekt mit den Nährstoffen gekoppelt ($r_{\text{Si/P}}$).

Abbildung 3.1 (rechts) zeigt die Prinzipskizze der Vermischung mit gleichzeitiger Korrektur der biogeochemischen Änderungen bei einem nicht konservativen Tracer. Der Lösungsvektor ergibt sich aus der vermischungsabhängigen Zusammenstellung der definierten QWT bei Korrektur in den biogeochemisch beeinflussten Tracern, die die konservativen und nicht konservativen Beobachtungsdaten am besten wiedergibt.

Werden die Verhältnisse auf den Phosphatwert referenziert ($r_{P/P} = 1$), sind gemäß *Redfield et al.* (1963) $r_{N/P}=16$ und $-r_{O/P}=138$ und gemäß *Watson und Whitfield* (1985) $r_{Si/P}=23$. In diesem Falle steht das ΔP für die *Summe aller Änderungen* im Phosphat durch biogeochemische Prozesse. Eine Umwandlung des ΔP in die biogeochemischen Änderungen im Sauerstoff, kann über das Verhältnis $-r_{O/P}$ durchgeführt werden als $-\Delta P r_{O/P}$. Das Besondere an den biogeochemischen Änderungen ΔP ist, daß die OMP Analyse sie relativ zu den definierten Quellwassern ermittelt. So können Wasser, die auf ihrem Weg durch den Ozean unterschiedlichen Vermischungsvorgängen ausgesetzt waren, an beliebiger Stelle als “quasi initial” definiert werden. Es ist dadurch möglich, die biogeochemische Änderung relativ zu diesem Punkt zu ermitteln.

Für die Ventilation, die klassisch oft mit dem Sauerstoff in Verbindung gebracht wird, zeigt das $\Delta P r_{O/P}$ die Summe aller biogeochemischen Veränderungen im Sauerstoff bezüglich der Quellwassertypen, also vergleichbar mit einer quellwasserbezogenen AOU (“Apparent Oxygen Utilization”). Folglich muß bei einer Definition der Quellwassertypen in den Gebieten, wo diese durch Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre entstehen, der Term $\Delta P r_{O/P}$ auch mit der AOU übereinstimmen. Die Kopplung mit einer Sauerstoffzehrungsrate überführt das $\Delta P r_{O/P}$ in ein Sauerstoffalter.

Studien zu den Remineralisationsverhältnissen zeigen, daß diese räumlichen Schwankungen unterliegen (*Anderson und Sarmiento*, 1994; *Shaffer*, 1996). Wurde eine Lösung der erweiterten OMP Analyse gefunden, kann mit den Wassermassenanteilen x_i für jeden Datenpunkt eine “reine” Mischungskonzentration berechnet werden. Wird diese vom Meßwert abgezogen, ergibt sich für die biogeochemisch beeinflussten Tracer ein Rest, der identisch $r_{para/P} \Delta P$ sein muß. Dabei müssen die Residuen der LS Anpassung jedoch ungefähr 0 sein. Setzt man diese Restwerte ins Verhältnis, stellen sie ebenfalls Remineralisationsverhältnisse bezüglich der Regionen, in denen die Quellwassertypen definiert wurden, dar. Abweichungen zwischen diesen und den in der OMP Analyse vorausgesetzten Verhältnissen können Ausdruck der natürlichen Variabilität sein. Die Analyse gestattet es so, regionale Remineralisierungsverhältnisse zu ermitteln. Grundsätzlich muß dabei aber die Gültigkeit der Lösung bezüglich der Residuen der LS Anpassung sichergestellt sein. Eine Untersuchung von *Hupe und Karstensen* (eingereicht) zeigt, daß die Ergebnisse der erweiterten OMP nicht von der Wahl der initialen “Redfield ratios” abhängt.

Auch das um die biogeochemischen Änderungen erweiterte System von Gleichungen muß standardisiert werden. Die Standardisierung geschieht dabei in zwei Schritten: Zuerst wird das Gleichungssystem der klassischen OMP Analyse wie im vorherigen Abschnitt beschrieben standardisiert. Danach werden die gewählten Ratios zu den standardisierten und nicht standardisierten Größen ins Verhältnis gesetzt:

$$r_{\text{para/P}}' = \frac{(G_j)_{\text{max}} - (G_j)_{\text{min}}}{(G_j')_{\text{max}} - (G_j')_{\text{min}}} \cdot r_{\text{para/P}}$$

Die so erhaltenen standardisierten Ratios ($r_{\text{para/P}}'$) werden in das standardisierte Gleichungssystem G' aufgenommen, welches dann, wie im vorigen Abschnitt beschrieben, gelöst werden kann.

Es soll hervorgehoben werden, daß der Vorteil der erweiterten OMP Analyse ein Aufteilen des beobachteten Tracerfeldes ist. Der Einfluß der Vermischung wird von den biogeochemischen Änderungen getrennt, beide können separat diskutiert werden.

Fehlerbetrachtung zur OMP Analyse

Die Ergebnisse der OMP Analyse unterliegen einer Reihe von Fehlern. Diese werden im folgenden aufgelistet und, wenn möglich, Verfahren der Analyse vorgeschlagen.

- **Meßgenauigkeit der Daten:** Der Fehler, der durch die Meßgenauigkeit der Daten in die Analyse eingebracht wird, läßt sich statistisch erfassen. Dazu werden die Beobachtungsdaten mit einem zufallsgenerierten Rauschen in der Größenordnung des Meßfehlers versehen und analysiert (z.B. *Klein, 1992; Tomczak et al., 1994*). Die Variabilität in den Ergebnissen (Wassermassenanteile und biogeochemische Änderungen) kann damit geprüft werden.
- **Falsche Quellwassertypen:** Die Definition der Quellwassertypen setzt die Anpassungsmöglichkeiten für die linearen Gleichungen im Rahmen des Modells fest und ist daher von großer Bedeutung für eine sinnvolle Analyse. "Natürliche" Variabilität in den Quellwassertypen, aber auch eine unzureichende Datengrundlage in den Quellregionen, kann der Grund für falsche QWT Werte sein.

Im Prinzip ist die OMP Analyse in der Lage, eine Lösung für ein Meeresgebiet im Indischen Ozean, beispielsweise mit QWT Werten aus den lokalen Charakteristika der Ostsee, zu finden. Um die diesbezügliche Qualität der Ergebnisse einzuschätzen, kann auf die Residuen (R) der Analyse zurückgegriffen werden. Diese zeigen, wie "gut" jeder Tracer angepaßt wurde - im Idealfall der optimalen Anpassung würden alle $R = 0$ sein. Falsche QWT Definitionen eines Tracers wirken sich auch auf die LS-Anpassung der anderen Tracer aus, da der Lösungsvektor für alle Tracer gleichzeitig gesucht wird. Dennoch ist das Maximum der Residuen im falsch definierten Tracer zu sehen.

Die Möglichkeit der Fehlerbestimmung in Form falscher QWT Werte ist durch ein zufallsgeneriertes Verrauschen der QWT Matrix (G) möglich. Das Rauschen sollte

dabei die Größenordnung der zu erwartenden Variabilität in den Quellgebieten haben, welche beispielsweise aus historischen Datensätzen ermittelt werden kann.

- **Lineare Abhängigkeit von PO_4 und NO_3 :** Tritt lineare Abhängigkeit zwischen den Zeilen eines Gleichungssystems auf, so verringert sich der Rang des Gleichungssystems und damit die Anzahl der Freiheitsgrade.

Der in erster Näherung lineare Zusammenhang von PO_4 und NO_3 (*Sverdrup et al.*, 1942) verringert den Rang der Matrix um 1, wenn beide Tracer im Modell verwendet werden. Da beide aber unabhängig gemessen werden und neuere Untersuchungen das Verhältnis im Ozean als nicht konstant bestimmten (*Shaffer*, 1996), ist es gerechtfertigt, auch beide Tracer zu benutzen, ohne daß sich der Rang dadurch vermindert.

- **unzureichendes Modell:** Fehler, die durch ein unzureichendes Modell eingebracht werden, lassen sich über die Lösung des Systems nicht identifizieren. Die Analyse von Beobachtungsdaten die durch nicht-lineare Vermischung entstehen, kann in diese Gruppe von Fehlern gehören, wie z.B. doppeldiffusive Prozesse. Abhilfe kann die zusätzliche Untersuchung der Region auf mögliche nicht-lineare Vermischungsarten und deren Anteil an der ‘Gesamtvermischung’ schaffen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die erweiterte OMP Analyse eine Möglichkeit bietet, hydrographische Daten in biogeochemische Änderungen (Remineralisation) und transportbedingte Änderungen (Vermischung) zu separieren. Da dieses relativ zu festgelegten Quellwassern passiert, wird die Möglichkeit eröffnet, Rückschlüsse über die Ventilation bezüglich definierter Quellen zu ziehen.

3.4 Wassermassenanalyse im Indischen Ozean

Die bisherigen Arbeiten zur Ableitung der Zirkulation im Indischen Ozean aus der Verteilung von Tracern basierten auf der “Kernschicht-Methode” von *Wüst* (1935). Die Ausbreitungswege der Wassermassen werden über den Grad der “Verdünnung” eines Tracers bestimmt. Erste Arbeiten, die den ganzen Indischen Ozean erfaßten, verfolgten beispielsweise die Erosion des Salzgehaltsmaximums auf der 27.2 kg m^{-3} Isopykne, um die Ausbreitung des Wassers aus dem Roten Meer zu verfolgen (*Rochford*, 1964a; *Wyrtki*, 1971).

Tomczak (1984) führte die erste beckenweite Quantifizierung von Wassermassen in der Thermokline in Form von Vermischungsanteilen der beteiligten Wassermassen durch. Dazu rückte er vom Konzept der Punktdefinitionen von Wassermassen ab und definierte sie, wenn nötig, als lineare Zusammenhänge zwischen Tracern über einen bestimmten Temperaturbereich. Er rückte zudem vom Vermischungsdreieck (*Helland-Hansen*, 1918) ab, das

ausschließlich auf der Analyse von Salz- und Temperaturdaten basiert, und benutzte eine Multiparameteranalyse (Tomczak, 1981). Drei Wassermassen wurden als ventilierende Quellen der Thermokline identifiziert: das Indische Zentralwasser, das Australasiatische Mittelmeerwasser und das Indische Äquatorialwasser. Aus dem Vergleich von isentroper (isopyknischer) und Multiparameteranalyse leitete Tomczak einen starken Einfluß der vertikalen Vermischung auf das Tracerfeld der Nordhemisphäre im Indischen Ozean ab. Weiterhin fand er einen geringen Einfluß des Monsuns auf die Thermoklinenzirkulation.

Die erste Anwendung der klassischen OMP Analyse auf die Thermokline des Indischen Ozeans geht auf You und Tomczak (1993) zurück, die später von You (1997) für verschiedene Monsunphasen wiederholt wurde. Beide Arbeiten verwenden als Quellwasser das Indische Zentralwasser, das Australasiatische Mittelmeerwasser und das sogenannte Nordindische Zentralwasser. Das Nordindische Zentralwasser wurde als gealtertes Indisches Zentralwasser definiert, um den methodischen Problemen der klassischen OMP Analyse zu begegnen, den Veränderungen im Tracerfeld durch biogeochemische Prozesse. Der Einfluß des Wassers aus dem Roten Meer bzw. dem Persischen Golf wurde nicht direkt bestimmt, sondern nur über die Residuen der Massenerhaltung beurteilt. Die Wassermassen wurden dabei über eine Cluster-Analyse ermittelt. Diese Methode sucht aus einem Datensatz natürliche Gruppen, die als Wassermassen interpretiert werden können. In den Gruppen können auch vermischte Wasser vertreten sein. Die Aufteilung der Gruppen in sogenannte "Cluster-trees", eine hierarchische Struktur aus den Clustern, bringen als unterste Stufe die Quellwassertypen hervor.

Die Zirkulation in beiden Arbeiten wurde letztlich aus der Kernschicht-Methode ermittelt, in der die Verdünnung den Weg der Wassermassen vorgibt. Die zweite, monsunabhängige Untersuchung findet sogar eine monsunabhängige Thermoklinenzirkulation. Diese Untersuchung sollte jedoch mit Skepsis betrachtet werden, da die Variabilität mit einer monsunabhängigen Definition der Quellwassertypen einhergeht. Eine monsunabhängige Änderung der Quellwasser muß zwangsläufig eine Änderung der Wassermassenanteile, also der Verdünnung, herbeiführen. Zwei Punkte der monsunabhängigen Untersuchung von You (1998) sind fragwürdig:

- Physikalisch ist nicht einzusehen, wieso sich die Charakteristik der Wassermassen, die die Thermokline ventilieren, in einem halbjährlichen Wechsel ändern sollten. Im besonderen gilt das für das durch Subduktion eingebrachte Zentralwasser, von dem Stommel (1979) zeigte, daß es immer die Charakteristik der winterlichen Oberflächenmischungsschicht aufweist ("Stommel's Dämon").
- Sollte sich die Quellwassercharakteristik tatsächlich ändern, ist nicht klar, wieso sich die Änderung auch auf Analyseergebnisse weit außerhalb der Formationsregion auswirken sollte. Die Zusammensetzung des Tracerfeldes würde vier Quellwasser

pro Monsunphase, also insgesamt acht Quellwasser beinhalten. Für eine klassische OMP Analyse wären daher mindestens acht Tracer notwendig.

In der vorliegenden Arbeit wird ein anderer Weg eingeschlagen: die Wassermassen werden nicht empirisch, d.h. aus Häufigkeitsverteilungen der Daten, sondern aufgrund der physikalischen Prozesse, die für ihre Entstehung verantwortlich sind, identifiziert und definiert. Die Weiterentwicklung der OMP Analyse erlaubt es, Quellwasser dort zu definieren, wo sie gebildet werden. Biogeochemischen Änderungen im Tracerfeld werden berücksichtigt.

Die Zirkulation wird nicht über die Verdünnung, sondern über die biogeochemischen Änderungen aufgrund der Remineralisation abgeleitet. Mit entsprechenden Zehrungsraten, die im folgenden abgeleitet werden, können Zirkulationspfade sowie Aussagen über die Zirkulationszeit gemacht werden.

3.5 Zeitinformation aus Tracern

Im folgenden werden Möglichkeiten zur Bestimmung des Alters von Wasser mit Tracern aufgezeigt. Die hier erarbeiteten Ergebnisse werden später für Aussagen zur Ventilation der Thermokline des Indischen Ozeans benutzt.

Die Ventilation der Ozeane und der Begriff des "Alters" von Wasser sind eng miteinander verknüpft (*Thiele und Sarmiento, 1990*). Das Alter meint dabei die Zeit, die vergangen ist, seit ein letzter Kontakt mit der Atmosphäre stattfand. Die Ventilation sagt aus, wie gut eine Region erreicht werden kann. Wird eine Region gering ventiliert, ist sie schwer erreichbar und das Wasser dort vergleichsweise alt. Da die meisten Regionen des Ozeans nicht exklusiv mit Wasser einer Quelle "aufgefüllt" sind, muß die Ventilation grundsätzlich als die Erreichbarkeit bezüglich aller Quellen angesehen werden. Für das Alter eines Volumens im Ozean heißt das, es besitzt sovieler Alter, wie Quellwasser der Ventilation vorhanden sind. Wird außerhalb einer Region, in der Wassermassen gebildet werden, ein Alter ermittelt, kann dieses nur eine Mischung von mehreren Altern, ein *Misch-Alter* sein (*Karstensen und Tomczak, 1998; Jenkins, 1998*).

Um quantitativ das Alter von Wasser zu bestimmen, bieten sowohl biogeochemisch beeinflusste Tracer mit entsprechenden Zehrungsraten und transiente Tracer Möglichkeiten (siehe z.B. *Jenkins, 1982, 1998; Sarmiento, 1983*). In der vorliegenden Arbeit wird die Altersinformation ausschließlich aus dem Sauerstoff mit entsprechender Sauerstoffzehrung und den FCKWs (F-11, F-12) abgeleitet werden.

3.5.1 Altersbestimmung mit FCKWs

FCKWs (F-11 und F-12) werden seit Ende der dreißiger Jahre industriell hergestellt und gelangen hauptsächlich über atmosphärischen Eintrag in den Ozean, signifikant ist das Signal erst seit den fünfziger Jahren. Nach *Roether* (1994) verhalten sich FCKWs im Ozean stabil und nehmen nicht aktiv an biogeochemischen Kreisläufen teil. Einmal eingebrachte Konzentrationen verändern sich nur durch Vermischungsprozesse. Die Vermischung kann dabei eine Verdünnung, also eine Vermischung mit von FCKWs freiem Wasser, oder eine Vermischung mit FCKWs behaftetem Wasser sein.

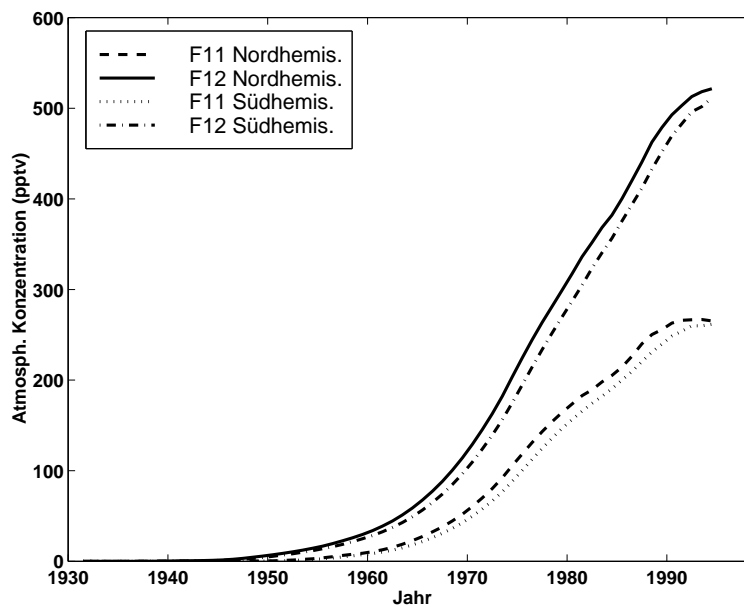


Abb. 3.2: Atmosphärische Konzentrationsverteilung der FCKWs F-11 und F-12 nach *S. Walker, P. Salameh und R. Weiss*, (pers. Mitteilung, 1995), SIO 93 Skala.

Das nicht konservative Verhalten der FCKWs ist auf die Zeitabhängigkeit der atmosphärischen Eintragsfunktion zurückzuführen (Abbildung 3.2). Diese wurde anhand von Produktionsraten der chemischen Industrie (bis 1981) und danach durch direkte Messungen rekonstruiert (*S. Walker, P. Salameh und R. Weiss*, pers. Mitteilung, 1995). Dabei wird angenommen, daß die Produktion bis 1981 zu 95% in der Nordhemisphäre stattfand, die interhemisphärische Austauschzeit 1.25 Jahre beträgt und die Tracer sich 44 (F-11) bzw. 180 (F-12) Jahre in der Atmosphäre aufhalten, ehe sie dort vollständig abgebaut sind.

Es sei noch erwähnt, daß die atmosphärische Konzentration von F-11 zwar nur halb so groß ist wie die von F-12. Durch die vergleichbar höhere Löslichkeit ist das Verhältnis im Seewasser jedoch genau umgekehrt, die F-11 Konzentration ist ca. doppelt so hoch wie die von F-12.

“Einfache Altersbestimmung” mit FCKW

Die einfachste Art, das Alter einer Wassermasse mit Hilfe von FCKW zu bestimmen, wird über einen Vergleich der gemessenen FCKW Konzentration (bei den zugehörigen Temperatur- und Salzgehaltswerten) mit der atmosphärischen Konzentration durchgeführt. Dazu müssen vorher die gemessenen FCKW Werte über die Löslichkeitsfunktion (*Warner und Weiss*, 1985) in atmosphärische Konzentrationen überführt werden. Die Differenz des über den Vergleich ermittelten Jahres und des Zeitpunktes der Messung kann dann als eine Art “Alter” des Wassers angesehen werden. Ein Beispiel zu dieser Vorgehensweise findet sich in Tabelle 3.1. Diese Vorgehensweise setzt voraus, daß (1) die Tracer nur geringfügig durch Vermischungsvorgänge modifiziert werden und (2) zum Absinkzeitpunkt 100% ige Sättigung der Tracer bei der Wechselwirkung von Ozean und Atmosphäre eingetreten war. Die erste Annahme ist für eigentlich alle ozeanischen Regionen nur schwer haltbar und bedarf besonderer Prüfung. Die zweite Annahme ist in der Regel haltbar, da die Sättigungszeit für FCKW in der Größenordnung von einem Monat liegt und in den Bildungsgebieten der Wassermassen meist erfüllt ist (*Warner et al.*, 1996).

Das über die “*einfache Altersbestimmung*” ermittelte Alter soll im weiteren Text als das FCKW *Misch-Alter* bezeichnet werden. Dieses ‘Alter’ wird noch detaillierter untersucht werden.

Altersbestimmung mit FCKW bei Verdünnung

Zur Altersbestimmung mit FCKW ist es wichtig zu unterscheiden, ob Vermischung mit FCKW freiem Wasser (“Verdünnung”) oder mit FCKW behaftetem Wasser stattfindet. Zunächst soll nur auf die Verdünnung eingegangen werden, also die Vermischung eines FCKW behafteten Quellwassers mit FCKW freien Quellwassern. In einem gesonderten Kapitel (siehe 3.5.3) wird die Vermischung von FCKW behafteten Quellen diskutiert.

Im Falle der Verdünnung ist nur eines der an der Vermischung beteiligten Quellwasser FCKW behaftet, alle anderen Quellwasser müssen daher vor 1950 gebildet worden sein. *Jenkins* (1987, 1998) zeigte für diesen Fall, daß die ‘junge’ Komponente unter Berücksichtigung der Verdünnung die Ventilation eines Gebietes repräsentiert.

Wird zur Altersbestimmung die oben beschriebene “*einfachen Altersbestimmung*” verwandt, wirkt sich die Verdünnung in einer Verschiebung des ermittelten Alters zu älteren Altern hin aus. Um dem vorzubeugen, war in früheren Studien das Verhältnis der beiden FCKW Komponenten hilfreich (z.B. *Roether*, 1994): der Verdünnungseffekt war für

Tab. 3.1: Beispiel zur Altersanalyse mit Hilfe von FCKW F-11 und F-12 durch Vergleich von Beobachtungswert und atmosphärischer Konzentration. Grundlage ist ein Datenpunkt der WOCE Reise I5 im südlichen Indischen Ozean.

Parameter	Konzentration
F-11 pmol kg ⁻¹	1.305
F-12 pmol kg ⁻¹	0.702
θ °C	10.309
Salzgehalt	34.859
Beobachtungsjahr	1987
Löslichkeit F-11	0.014343
Löslichkeit F-12	0.037613
atmosphärisches Äquivalent F-11	90.983
atmosphärisches Äquivalent F-12	186.637
F-11 Alter des Wassers	12.5 y
F-12 Alter des Wassers	12.5 y

beide Komponenten vorhanden, ließ das Verhältnis jedoch unberührt, da es auf beide Komponenten gleichermaßen wirkt. Seit Ende der siebziger Jahre ist das Verhältnis nicht mehr eindeutig einem Eintragsjahr zuzuordnen und eine Altersbestimmung für jüngeres Wasser auf diese Weise nicht mehr möglich.

Ein anderer Weg ist die Quantifizierung der Vermischung mit anschließender Rückrechnung auf die Ursprungskonzentration. Tritt Verdünnung auf und ist nur ein Quellwasser mit FCKW behaftet, vereinfacht sich Gleichung 3.3 zu:

$$\text{FCKW}_{obs} = \text{FCKW}_{1,atmos}(t_1) F(T_1, S_1) \cdot x_1$$

Errechnet man mit Hilfe dieser Gleichung die unverdünnte Konzentration, kann die *“einfache Altersbestimmung”* angewandt werden, um das Wassermassenalter der FCKW behafteten Quelle zu ermitteln. Diese sollte, nach *Jenkins* (1987, 1998), die Ventilation repräsentieren.

Für die Thermokline ist diese Methode allerdings oft nicht anwendbar, da Vermischung meist mit FCKW behaftetem Wasser stattfindet.

3.5.2 Altersbestimmung mit Sauerstoff

Um den Sauerstoff als zeitabhängigen Tracer zu nutzen, wird seine nicht konservative Komponente ($C^{bio/chem.}$) aus Gleichung 3.4 mit dem Alter des Wassers in Verbindung

gebracht. Diese Komponente wird durch die biogeochemischen Kreisläufe im Wasser bestimmt, die einer Reihe von Prozessen unterliegen:

An der Oberfläche ist die Sauerstoffkonzentration vorrangig durch die Sättigungskonzentration als Funktion von Temperatur und Salzgehalt bestimmt (*Weiss*, 1970). Der Temperatureinfluß ist maßgebend, wobei kaltes Wasser eine höhere Sättigungskonzentration besitzt. Daß die Sauerstoffkonzentration an der Oberfläche dennoch meist übersättigt ist (etwa 5%), kann zwei Gründe haben: *Broecker und Peng* (1982) fanden die Luftblaseneinschlüsse durch das Brechen von Oberflächenwellen als Hauptgrund für die Übersättigung. Mitunter kann aber auch die im oberflächennahen Wasser stattfindende Photosynthese zur Übersättigung beitragen (*Chester*, 1990).

Unterhalb der Oberfläche, in der lichtbeeinflußten Region, wird die Sauerstoffkonzentration hauptsächlich durch Photosynthese und Respiration (Atmung) gesteuert. Diese wirken gegensätzlich, sodaß die Schwankungen im Sauerstoffgehalt hier sehr groß sind (*Chester*, 1990).

In größeren Tiefen, mit geringerem bzw. keinem Lichteinfluß, wird der Sauerstoffgehalt durch Respiration und Zersetzung von organischer Substanz (Detritus) kontrolliert. Findet eine große Sauerstoffzehrung (biologisch) bei geringer Sauerstoffanreicherung (Transport) statt, kommt es zu einer Sauerstoffminimumzone, die auch als OMZ ("oxygen minimum zone") bezeichnet wird (*Wyrski*, 1962; *Olson et al.*, 1993). Im Indischen Ozean ist in der nördlichen Arabischen See sowie im Golf von Bengalen eine ausgeprägte OMZ in der Thermokline zu finden.

In der Tiefe kommt es unterhalb der OMZ zu einem erneuten Anstieg der Sauerstoffkonzentration. Das ist mit der Advektion sauerstoffreichen Wassers in einer Umgebung mit geringer Sauerstoffzehrung begründet (*Chester*, 1990).

Ein Maß für den 'scheinbar' verbrauchten Sauerstoff läßt sich über die Differenz vom beobachteten Sauerstoff zum Sättigungswert bestimmen und wird als AOU ("apparent oxygen utilization") bezeichnet. Durch Verwendung der AOU werden näherungsweise die Temperatur- und Salzgehaltsbedingungen in den Absinkregionen des Wassers mit berücksichtigt. Die Bezeichnung "apparent" (scheinbar) soll jedoch verdeutlichen, daß die AOU eine Mischung aus dem verbrauchten Sauerstoff aller Quellen ist, die ein ozeanisches Volumen ventilieren.

Wird die AOU mit einem Alter des Wassers (t) ins Verhältnis gesetzt, erhält man die Sauerstoffzehrungsrate bzw. OUR ("oxygen utilization rate"; *Riley*, 1951; *Jenkins*, 1982):

$$\text{OUR} = \frac{\text{AOU}}{t}$$

Diese Zehrungsrate hängt dabei wieder, genau wie die Sauerstoffkonzentration, von den

bereits oben angegebenen biogeochemischen Prozessen ab und ist in erster Näherung tiefen- bzw. dichteabhängig (siehe Abb. 3.3; *Wyrski*, 1962; *Jenkins*, 1982). Unter der

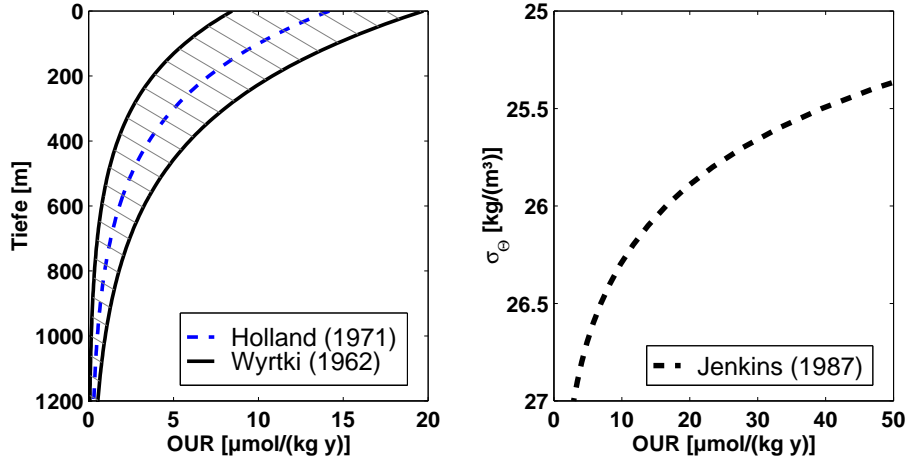


Abb. 3.3: Logarithmisch angepaßter OUR Verlauf. Tiefenabhängig nach *Wyrski* (1962) und *Holland* (1971) (links) und Dichtenabhängig nach *Jenkins* (1982) (rechts).

Annahme, daß die OUR unabhängig vom Quellwasser ist, kann für eine lineare Mischung von n Quellwassern mit individuellen Altern t_i ein Sauerstoff *Misch-Alter* geschrieben werden zu:

$$\frac{\text{AOU}}{\text{OUR}} = \sum_{i=1}^n t_i x_i \quad (3.5)$$

Es soll jetzt untersucht werden, wie das Sauerstoff *Misch-Alter* und das FCKW *Misch-Alter* genutzt werden können, um Informationen zur Ventilation ozeanischer Regionen zu erhalten.

3.5.3 Einfluß der Vermischung auf Altersbestimmung

Die Altersbestimmung durch die FCKWs wie durch den Sauerstoff wird durch Vermischung von verschiedenen Quellwassern verzerrt. Hauptsächlich wirkt die Vermischung direkt auf die Alterstracer (FCKWs und O₂), zu einem geringen Teil hat sie aber auch Einfluß auf die sättigungs- bzw. die löslichkeitsbestimmenden Temperatur- und Salzgehaltswerte. Es werden jetzt zwei Möglichkeiten dargestellt, die sich der Analyse des Alters von Beobachtungsdaten, unter Berücksichtigung der Vermischung, widmen:

- i) Es wird für eine spezielle Mischungssituation eine Möglichkeit gezeigt, wie individuelle Alter von zwei vermischten Quellwassern abgeleitet werden können. In der vorliegenden Arbeit ist dieses Verfahren jedoch nur für eine Region anwendbar.
- ii) Durch die gezielte lineare Vermischung zweier Quellwasser werden Informationen über das schwer interpretierbare *Misch-Alter* abgeleitet und so die Interpretation dieser Größe ermöglicht.

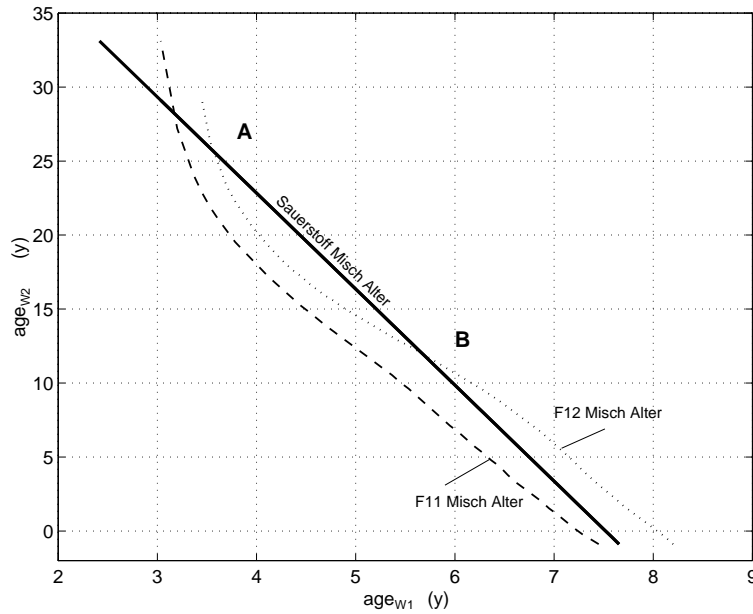


Abb. 3.4: Graphische Bestimmung der Alter t_1 und t_2 zweier mit FCKW behafteter vermischter Quellwasser.

Altersbestimmung bei Vermischung von zwei Quellwassern

Bei gelösten Substanzen in turbulenter Vermischung kann angenommen werden, daß alle Tracer gleich lang brauchen, um von den Quellregionen zum Beobachtungspunkt zu gelangen. Im Fall von zwei sich mischenden Quellwassern bedeutet das, daß die aus dem Sauerstoff und den FCKWs ableitbaren *Misch-Alter* die gleichen individuellen Alter (t_1 , t_2) der Quellwasser repräsentieren. Es wird im Verlauf gezeigt, wie unter dieser Annahme die individuellen Alter von zwei Quellwassern bestimmt werden können.

Das mit einer solchen Vermischung verbundene Sauerstoff *Misch-Alter* wurde in Gleichung 3.5 abgeleitet. Für zwei Quellwasser ergibt sich, wenn AOU und OUR bekannt sind, der einfache lineare Zusammenhang:

$$\text{Sauerstoff Misch - Alter} = \frac{\text{AOU}}{\text{OUR}} = t_1 \cdot x_1 + t_2 \cdot x_2 \quad (3.6)$$

Die Mischungsgleichung für FCKW aus zwei Quellwasser mit Altern t_1 und t_2 ergibt sich aus Gleichung 3.3 zu:

$$\text{FCKW}_{obs} = \text{FCKW}_{1,atmos}(t_1) F(T_1, S_1) \cdot x_1 + \text{FCKW}_{2,atmos}(t_2) F(T_2, S_2) \cdot x_2$$

Bei beiden Gleichungen lassen sich die Mischungsanteile (x_1 , x_2) und die T/S Werte der Quellwasser mit Hilfe der hydrographischen Daten über die OMP Analyse (Kapitel 3.3) ermitteln. Es wird nun das Alterspaar (t_1 , t_2) gesucht, das beide Gleichungen erfüllt. Die nicht-lineare Eintragsfunktionen der FCKWs legt eine graphische Lösungsmethode nahe.

Tab. 3.2: Gemessene Konzentrationen und berechnete Werte für eine Station im Gebiet des Subtropenwirbels (Daten: I5).

Tracer	Beobachtung	OMP Analyse	
		QWT ₁	QWT ₂
Temperatur (°C)	12.358	12.7	9.4
Salzgehalt	35.135	35.14	34.69
O ₂ (μmol kg ⁻¹)	225.9		
F-11 (pmol kg ⁻¹)	2.0651		
F-12 (pmol kg ⁻¹)	1.0570		
Mischungsanteil(%)		87	13
		FCKW/O ₂ Analyse	
		W ₁	W ₂
F-11/O ₂ Alter (y)		3.1	25.4
F-12/O ₂ Alter (y)		3.5	28.1
Mittlere Alter (y)		3.3	26.8

Dazu werden die Löslichkeiten der FCKWs in den Quellwassern aus T/S Werten der Mischungsanalyse ermittelt. Dann werden alle möglichen Alterskombinationen von t_1 und t_2 gegeneinander aufgetragen, die den beobachteten Wert des FCKWs (F-11 oder F-12) erbringen können. Das kann für F-11 wie für F-12 gleichermaßen durchgeführt werden (Abbildung 3.4). Trägt man zusätzlich noch die lineare Sauerstoff *Misch-Alter* Gerade ein (Gleichung 3.6), ergeben sich Schnittpunkte bzw. Regionen (A und B), wo für die Sauerstoff- und FCKW Komponente identische t_1 , t_2 Lösungspaare vorliegen. Schnittregion A ist in diesem Beispiel diejenige, die den F-11 wie den F-12 Daten gerecht wird und gilt daher als die wahrscheinlichere. Das endgültige Alterspaar ergibt sich als der Mittelwert der Alter in der Schnittregion. Ein Beispiel für die Analyse eines Datenpunktes im Subtropenwirbel ist in Tabelle 3.2 gezeigt. Das Analyseverfahren wurde bereits veröffentlicht (*Karstensen und Tomczak*, 1998) und wird in der vorliegenden Arbeit auf Daten im Subtropenwirbel angewandt (vergl. Kap. 6.2). Leider sind nur dort die Voraussetzungen für eine Anwendung gegeben, d.h. es kommt nur zur Mischung von zwei Wassermassen, die sich bis zu ihren Formationscharakteristika zurückverfolgen lassen.

Ein Mischungsmodell zur Interpretation der *Misch-Alter*

Im größten Teil der Gebiete, die in der vorliegenden Arbeit analysiert werden, liegt eine Mischung von Wassermassen vor, die nicht als Verdünnung angesehen werden kann. Hier ist zu erwarten, daß alle Komponenten FCKWs enthalten. Eine Auflösung der *Misch-Alter* (FCKW oder Sauerstoff) in individuelle Alter der Wassermassen ist hier nicht

möglich. Es soll jetzt geprüft werden, ob aus den *Misch-Alter* direkt Informationen zur Ventilation abgeleitet werden können. Dazu werden “Beobachtungsdaten” durch die lineare Vermischung von zwei Quellwassern künstlich erzeugt (Abbildung 3.5). Aus diesen künstlichen Daten werden dann *Misch-Alter* berechnet und diese bezüglich einiger Eingangsdaten des Modells diskutiert. In erster Linie sollte das *Misch-Alter* von den Mischungsanteilen der Quellwasser sowie deren Altern abhängig sein, zusätzlich können auch Vermischungseffekte der Sättigungstemperatur und des Sättigungssalzgehalts sowie die Meßfehler in den Daten von Bedeutung sein.

Verfahrensweise des Modells:

Mit den Quelltemperaturen $T_{1,2}$ und Quellsalzgehalten $S_{1,2}$ werden Sättigungswerte des Sauerstoffes (Weiss, 1970) sowie Löslichkeiten der FCKWs berechnet (Warner und Weiss, 1985). Aus vorgegebenen Ausbreitungsaltern (t_1, t_2) werden dann die Konzentrationen von Sauerstoff und FCKW ohne Vermischung berechnet. Für den Sauerstoff wird eine konstante $OUR_{1,2} = 5 \mu\text{mol}(\text{kg y})^{-1}$ angenommen, für die FCKWs das Jahr 1994.5 als Referenzjahr gewählt.

Im nächsten Schritt werden die konservativen Tracer (Temperaturen $T_{1,2}$ und Salzgehalte $S_{1,2}$) und die altersabhängigen Tracer ($\text{FCKW}(t_{1,2})_{1,2}$, gealterter Sauerstoff $\text{O}_2(t_{1,2})_{1,2}$) in 10er Schritten linear vermischt: $W_1=0\%$ wenn $W_2=100\%$; $W_1=10\%$ wenn $W_2=90\%$; usw. So ergibt sich ein synthetischer Datensatz mit Temperatur, Salzgehalt, FCKWs und Sauerstoffkonzentrationen bei bekanntem Mischungsverhältnis und Altern. Zusätzlich wird ein Zufallsrauschen in der Größenordnung der Meßfehler auf die künstlich erzeugten Daten gegeben. Um die Ergebnisse besser interpretieren zu können, wird das Alter des Quellwassers 1 (t_1) für jede Simulation konstant gehalten und nur das des

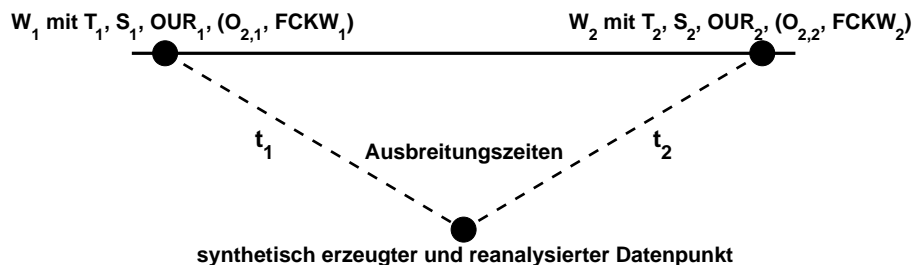


Abb. 3.5: Prinzipalskizze des Vermischungsmodells zur Interpretation der *Misch-Alter*. Zwei Quellwasser mit bekannten Tracercharakteristika breiten sich in den Zeiten t_1 und t_2 aus und vermischen sich dann zu einem synthetischen Beobachtungswert.

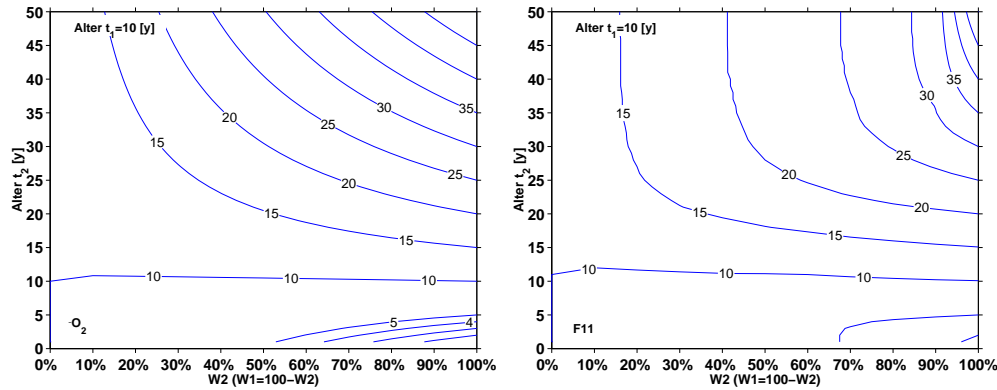


Abb. 3.6: Das Sauerstoff *Misch-Alter* (links) und FCKW *Misch-Alter* (F-11, rechts) relativ zu Wassermassenanteilen und dem variablen Alter des Quellwasser 2 ($t_2 = 0 - 50$ Jahre). Dabei ist $t_1 = 10$ Jahre.

Quellwassers 2 (t_2) im Bereich von 0 bis 50 Jahre variiert. Es wurden bewußt Quellwasser Charakteristika gewählt, die neben der direkten Mischung der zeitabhängigen Tracer auch den Einfluß der Mischung auf die Löslichkeit bzw. Sättigung beinhalten kann (Tabelle 3.3). Der Kontrast in den Quelltemperaturen ($\Delta T = 7$ K) und Quellsalzgehalten ($\Delta S = 2.8$) entspricht dabei ungefähr dem des Einstroms von Wasser aus dem Persischen Golf in den nördlichen Indischen Ozean.

Abbildung 3.6 zeigt die *Misch-Alter* relativ zu den Mischungsanteilen und dem Alter des Quellwassers 2 (t_2) für den Sauerstoff (links) und das FCKW F-11 (rechts) ohne ein Verrauschen der Daten, für den Fall, daß $t_1 = 10$ Jahre ist. Beide *Misch-Alter* stimmen quantitativ nur in den Quellregionen genau überein. Dort entspricht auch das *Misch-Alter* den vorgegebenen Eingangsaltern der Quellwasser ($t_1 = 10$ Jahre und $t_2 = 0 - 50$ Jahre), da keine Vermischung auftritt. Die sonst abweichende Verteilung ist im Unterschied der

Tab. 3.3: Quelldaten und Randbedingungen für das in Abbildung 3.5 dargestellte Modell.

Quellwasser 1	T_1 (°C)	20
	S_1	37.5
	Alter t_1 (y)	konstant
Quellwasser 2	T_2 (°C)	13
	S_2	35.4
	Alter t_2 y	0 – 50
beide	$OUR_{1,2}$ ($\mu\text{mol (kg y)}^{-1}$)	5
beide	Referenzjahr	1994.5

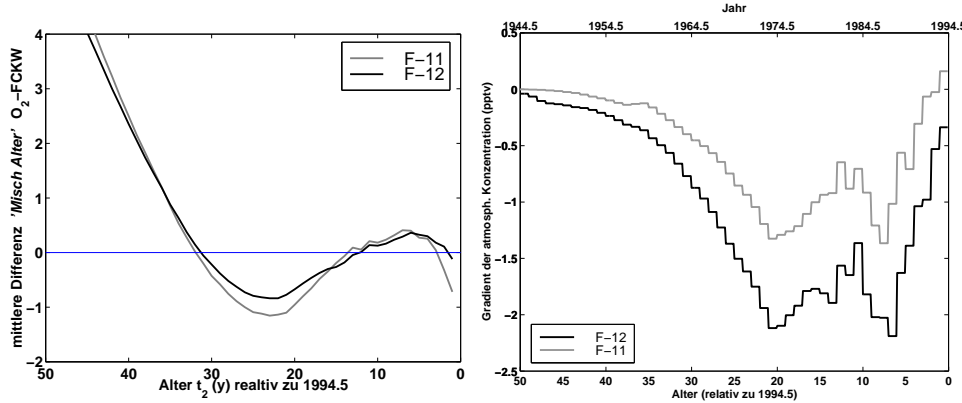


Abb. 3.7: (Links) Mittlere Differenzen von O₂ *Misch-Alter* und F-11 bzw. F-12 *Misch-Alter*. (Rechts) Gradient in der atmosphärischen Konzentration von F-11 und F-12.

Zeitabhängigkeit der Tracer begründet (*Sarmiento et al.*, 1990). Die Sauerstoffänderung ist, durch die konstante OUR, linear mit der Zeit gekoppelt, während die Änderung in den FCKW, durch den nicht-linearen atmosphärischen Eintrag (vergl. Abbildung 3.2) auch nicht-linear mit der Zeit gekoppelt ist. Vermischung wirkt sich daher sehr unterschiedlich auf beide Tracer aus. Vergleicht man die Differenz der *Misch-Alter* relativ zum Alter des Quellwassers 2 (t_2) mit dem Gradienten in der atmosphärischen Zeitfunktion, wird der Zusammenhang zwischen nicht-linearer Mischung der FCKW gut deutlich (Abb. 3.7).

Nach Gleichung 3.5 tritt ein besonderer Fall ein, wenn alle Quellwasser gleiche Alter besitzen. Zu erwarten ist, daß die *Misch-Alter* übereinstimmen und den individuellen Altern entsprechen (in Abb. 3.6 wäre das bei $t_1 = t_2 = 2$ Jahre). Eine Abweichung sollte nur durch die Abhängigkeit von Sättigungs- bzw. Löslichkeitsfunktion auf die nicht genau bestimmbaren Quelltemperaturen und Quellsalzgehalte hervorgerufen werden. Auf Abb. 3.6 sieht man, daß das Sauerstoff *Misch-Alter* noch relativ gut die 10 Jahre unabhängig von der Mischung liefert. Die FCKW *Misch-Alter* zeigen jedoch zu geringe Werte, begründet in der größeren Abhängigkeit der Löslichkeitsfunktion auf Änderungen in Quelltemperatur und Quellsalzgehalt. Dennoch können gleiche *Misch-Alter* in Sauerstoff und FCKW als Hinweis einzelner Ventilationsbeiträge genutzt werden.

Als zusätzliche Schwierigkeit kann bei der Analyse der *Misch-Alter* die Auswirkung von Meßfehlern angesehen werden. Abbildung 3.8 zeigt die gleichen *Misch-Alter* wie in Abbildung 3.6, nur mit Zufallsrauschen der Daten in der Größe der Meßfehler. Die größten Auswirkungen sind im jungen Wasser zu finden: hier haben der verbrauchte Sauerstoff (AOU) und die atmosphärischen FCKW Gradienten noch die Größenordnung des Datenrauschens, was die Altersanalyse sehr ungenau werden läßt.

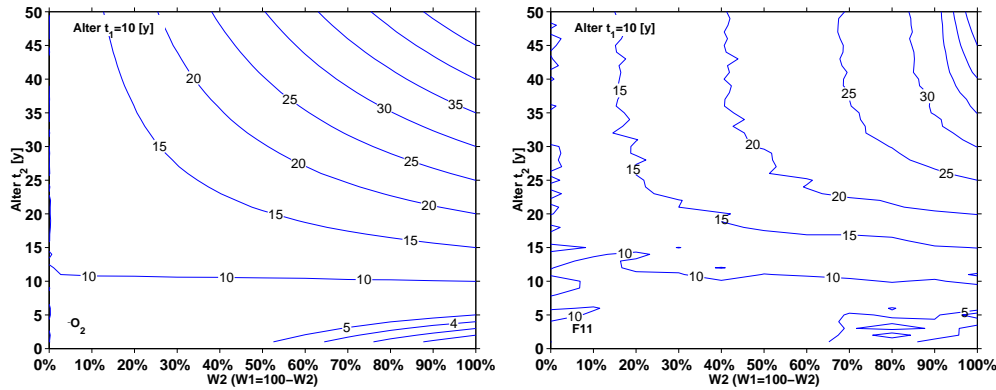


Abb. 3.8: (Links) Sauerstoff *Misch-Alter* und (rechts) FCKW *Misch-Alter*, nachdem Rauschen in der Größe des Meßfehlers addiert wurde. (FCKW: 3% bei $> 0.05 \text{ pmol kg}^{-1}$, sonst $\pm 0.006 \text{ pmol kg}^{-1}$; Sauerstoff: $\pm 0.1 \text{ } \mu\text{mol kg}^{-1}$; Temperatur: $0.001 \text{ } ^\circ\text{C}$; Salzgehalt: 0.005).

Ein Vergleich mit Beobachtungen aus dem Indischen Ozean:

Werden die *Misch-Alter* der FCKWs und die AOU Werte ins Verhältnis gesetzt, entspricht das einer Sauerstoffzehrung (OUR). Obwohl diese im Modell als konstant angenommen wurde um die Altersabhängigkeit der Sauerstoffkonzentration zu simulieren, kann durch die oben diskutierten Vermischungseffekte auf Sauerstoff und FCKWs eine Variabilität hervorgerufen werden. Der Vergleich zwischen den aus dem Modell abgeleiteten OUR mit denen aus Beobachtungsdaten ermittelten kann über die AOU geschehen. Das entspricht in erster Näherung einem Zusammenhang zwischen Ausbreitungsdauer und OUR.

Aus den Beobachtungsdaten im Indischen Ozean wurden die FCKW *Misch-Alter* über die „*einfache Altersbestimmung*“ berechnet (siehe Abschnitt 3.5.1). Werden die Alter mit der aus dem Sauerstoff berechneten AOU ins Verhältnis gesetzt, resultiert eine OUR. Diese OUR ist beeinflusst durch die Vermischung sowohl im Sauerstoff wie in den FCKW. Der Vergleich zeigt, daß das Modell die Beobachtungsdaten gut simulieren kann (Abb. 3.9). Die beobachtbare Variabilität der OUR läßt sich, trotz konstanter $\text{OUR}_{1,2} = 5 \text{ } \mu\text{mol (kg y)}^{-1}$ im Modell, allein durch die Vermischung erreichen. Bei Vermischung mit FCKW freiem Wasser ($t_1 > 50$ Jahre) kann die generelle Verteilung der Nordhemisphäre gut simuliert werden. Es ist daher nicht verwunderlich, daß die OUR aus den Beobachtungsdaten neben einer Tiefenabhängigkeit auch eine Breitenabhängigkeit aufweist (Abbildung 3.10). Eine Erhöhung der OUR nach Norden und zur Oberfläche ist gut zu erkennen. Die Abhängigkeit von der Breite ist als Hinweis auf die hauptsächlich von Süden stattfindende Ventilation anzusehen:

Auf dem Weg nach Norden vermischt sich das gut ventilierte Wasser mit vergleichsweise hohen FCKW Konzentrationen mit Wasser aus dem Norden mit geringen FCKW Konzentrationen. Daraus ermittelte FCKW *Misch-Alter* erhöhen sich, da die FCKW Konzentration durch die „Verdünnung“ geringer werden. Gleichzeitig ist das Wasser aber

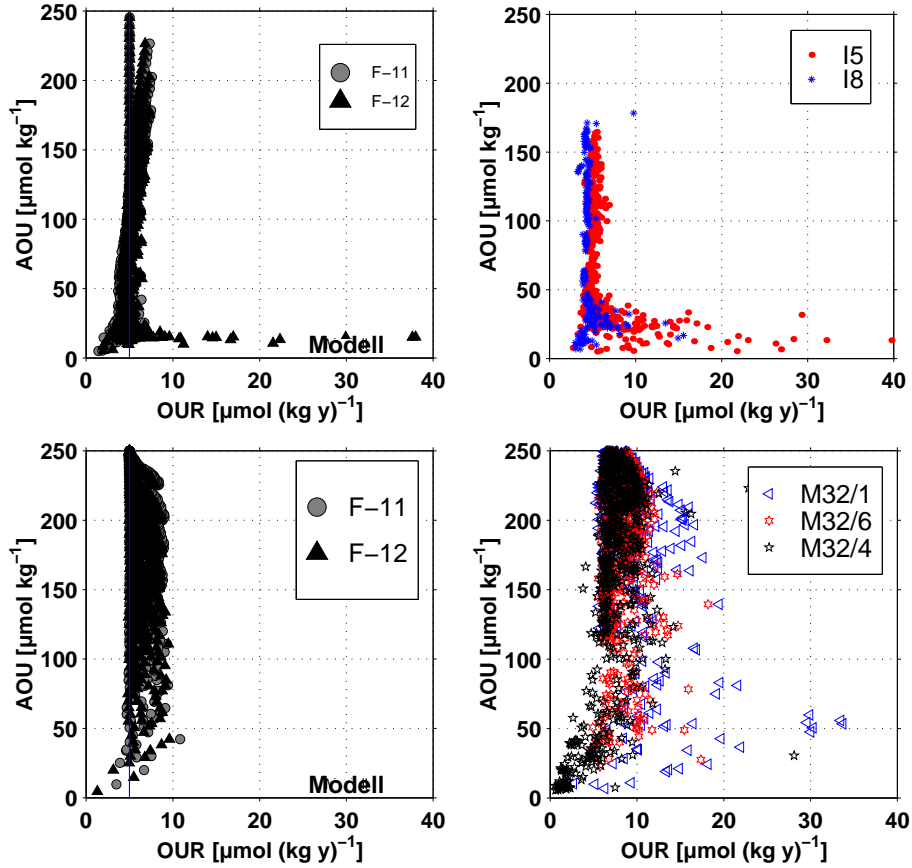


Abb. 3.9: OUR aus dem im Text beschriebenen Modell mit Rauschen auf die Meßdaten bei konstanter $\text{OUR}_{1,2} = 5 \mu\text{mol (kg y)}^{-1}$. (links oben) Modellergebnis bei Vermischung mit von FCKWs freiem Wasser, (links unten) bei Vermischung mit $t_1 = 10$ Jahre altem Wasser. Im Vergleich: Daten aus dem Subtropenwirbel von 25°S bis 40°S (rechts oben) und Daten aus der Nordhemisphäre nördlich von 0° (rechts unten).

auch sehr sauerstoffarm und zeigt eine, für das resultierende Alter, vergrößerte AOU - die OUR wird dadurch überproportional groß. Bei ca. 32°S , 12°S , 10°N und 25°N treten besonders große Streuungen in der OUR auf, hier sind Wassermassen Bildungsgebiete zu finden, die auch ein Grund für die Variabilität sein könnten. Der Kontrast zwischen der Umgebungswasser und den einströmenden Quellwassern ist in FCKWs und Sauerstoff besonders ausgeprägt und die Vermischung hat eine größere Auswirkung.

Die größeren Streuungen in der OUR der Nordhemisphäre konnten über das Modell als ein Effekt der Vermischung erklärt werden. Es kann angenommen werden, daß keine tatsächliche Änderung der OUR auftritt und daher läßt sich allein aus den Daten der Südhemisphäre eine dichteabhängige OUR ermitteln (Abb. 3.11). Diese kann dann zur Umwandlung der AOU Werte in Sauerstoff *Misch-Alter* für den gesamten Ozean benutzt

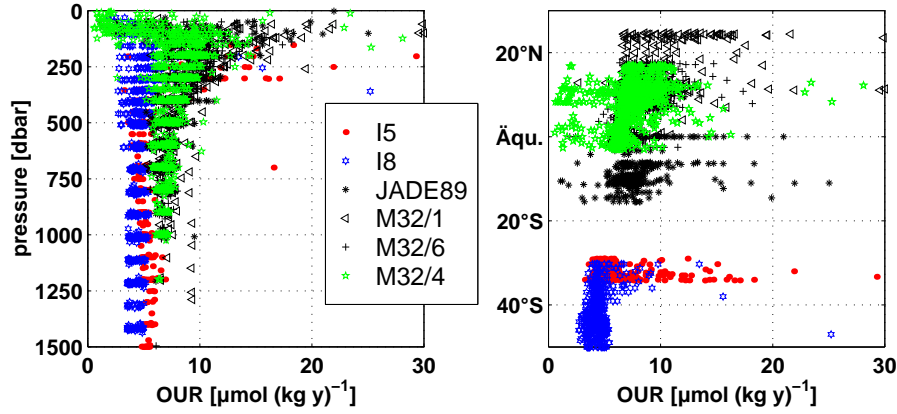


Abb. 3.10: (Links) Tiefenabhängigkeit und (rechts) Breitenabhängigkeit der Sauerstoffzeh-rungsrate (OUR) im Indischen Ozean, ermittelt aus Altersbestimmung durch FCKW Daten und AOU Bestimmung aus Sauerstoffdaten.

werden:

$$\text{OUR} = \exp(-0.4964 \sigma_\theta + 14.8025) \quad (3.7)$$

Besonders an der Oberfläche, d.h. bei geringer Dichte, sind deutliche Unterschiede zwischen der in der vorliegenden Arbeit gefundenen OUR und der von *Jenkins* (1982) im Nordatlantik abgeleiteten OUR zu erkennen. Ob dieses ein regionaler Effekt ist, oder durch die unterschiedlichen Alterstracer hervorgerufen wird, ist nicht ersichtlich. In den

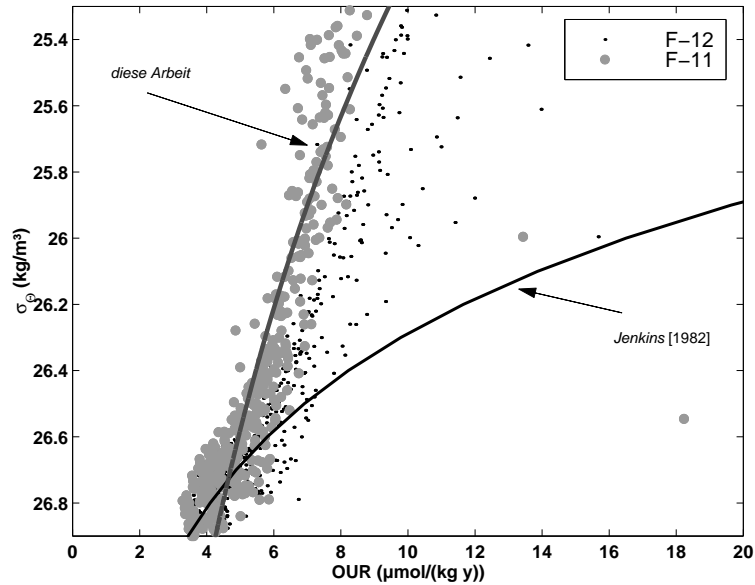


Abb. 3.11: Dichteabhängiger log-linearer fit der OUR berechnet aus Daten des südlichen Indischen Ozeans (graue Linie) und die OUR ermittelt aus Helium/Tritium Daten im Nordatlantik nach *Jenkins* (1982) (schwarze Linie).

folgenden Untersuchungen wird Gleichung 3.7 zur Umwandlung der biogeochemischen Änderungen in Sauerstoff *Misch-Alter* benutzt werden.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß die Bestimmung des Wassermassenalters grundsätzlich durch die Vermischung limitiert ist. FCKWs eröffnen, im Fall der Verdünnung und einem speziellen Fall der Vermischung von zwei Quellwassern mit zur Oberfläche zurückverfolgbaren Charakteristika, die Möglichkeit individuelle Alter einer bzw. beider Quellwasser zu bestimmen. Dazu müssen die Anteile der Wassermassen an der Vermischung bekannt sein. Für andere Mischungssituationen können über die aus dem Sauerstoff oder den FCKWs ableitbaren *Misch-Alter* Hinweise zur Ventilation gefunden werden. Der Sauerstoff wird dabei über Zehrungsraten (OUR) in ein *Misch-Alter* überführt. Zur Bestimmung der Altersverteilung wird eine große Datengrundlage verfügbar gemacht, wie sie allein durch die wenigen Messungen von FCKWs nicht vorhanden ist.

3.6 Zusammenfassung

Die Konzepte und Verwendung von Tracern zur Bestimmung von Vermischung und Ventilation von Meeresgebieten lassen sich wie nachfolgend zusammenfassen:

- Die mathematische Beschreibung des hydrographischen Tracerfeldes kann über lineare Vermischungsgleichungen für konservative, transiente und nicht konservative Tracer durchgeführt werden.
- Aus den Tracergleichungen wurde eine Wassermassen Mischungsanalyse, die erweiterte OMP Analyse, abgeleitet. Sie berücksichtigt und trennt Vermischungseffekte und biogeochemische Prozesse im Tracerfeld, sodaß beide getrennt diskutiert werden können.
- Die biogeochemischen Änderungen des Sauerstoffs sind mit der Zeit (Alter) über die Sauerstoffzehrungsrate (OUR) gekoppelt. Diese kann über FCKW Daten bestimmt werden.
- Zuverlässigkeit und Interpretation der *Misch-Alter* wurden über ein Vermischungsmodell ermittelt. Das maximale *Misch-Alter* stimmt mit dem maximalen Alter der an der Vermischung beteiligten Wasser überein. Sind *Misch-Alter* unterschiedlicher Tracer gleich, entspricht dieses Alter dem aller ventilierenden Wassermassen.
- Allein der Effekt der Vermischung kann Variabilitäten in der OUR hervorrufen, die in der Größenordnung der ermittelten OUR Schwankungen liegen.
- Eine konstante *in situ* OUR von ca. $5 \mu\text{mol kg}^{-1}$ kann für weite Bereiche der Thermokline als erste Näherung angenommen werden. Eine dichteabhängige OUR für den Bereich $\sigma_\theta = 25.3$ bis 26.9 kg m^{-3} wurde angepaßt mit:
$$\text{OUR} = \exp(-0.4964 \sigma_\theta + 14.8025)$$

4. Wassermassen des Indischen Ozeans

In diesem Kapitel werden die Entstehungsmechanismen und die ihnen zuzurechnenden Wassermassen der Thermokline des Indischen Ozeans ermittelt und beschrieben. Zuerst werden die atmosphärischen Bedingungen untersucht und Regionen der möglichen Wassermassenbildung eingegrenzt. Der Einfluß Doppeldiffusiver Prozesse auf die Wassermasstransformation wird dann abgeschätzt. Daraufhin werden, nach Entstehungsmechanismen getrennt, die Wassermassen Kennzahlen, d.h. die Volumina und Definitionswerte von Tracern festgelegt. Es werden sowohl eigene Berechnungen angestellt als auch auf Literaturwerte zurückgegriffen.

4.1 Mechanismen der Wassermassenformation

Nach *Tomczak* (1999) können vier Prozesse unterschieden werden, die zur Formation von Wassermassen führen. Drei der Prozesse beruhen auf physikalischen Mechanismen, die sich in solche mit einer Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre (Subduktion, Konvektion) und solche mit einer "Neubildung" durch Vermischung (interne Vermischung) unterscheiden. Als vierter Prozeß kommt der "Import von Wasser" hinzu, der zwar physikalisch keine Neubildung beschreibt, aber einen starken Einfluß auf die Wassermassenstruktur eines Meeresgebietes haben kann.

Beim ersten Prozeß, der **Konvektion**, wird die Dichte des Oberflächenwassers durch Wärmeverlust (Temperatureffekt) und/oder Verdunstung (Salzgehaltsänderung) so stark erhöht, daß statische Instabilität eintritt. Das Oberflächenwasser sinkt daraufhin ab, bis es in eine Tiefe bzw. Dichteschicht gerät, in der die Stabilität wieder erreicht ist (siehe z.B. *Pickard und Emery*, 1990). Konvektion führt zur Ausbildung von tiefen Schichten mit homogenen Tracerverteilungen. Um tiefreichende Konvektion zu erreichen, muß auch die Schichtung der Wassersäule begünstigend sein, wie etwa in der Grönlandsee oder im Golf de Lion (Mittelmeer). Eine zyklonale Zirkulation führt zu einem Anheben der Isopyknen zum Zentrum der Zyklone, dieses kommt dem Abschwächen der Schichtung gleich. Tritt Konvektion auf, kann diese das schwach geschichtete Fluid homogenisieren und so Wasser in große Tiefen transportieren (*Killworth*, 1983).

Im Indischen Ozean ist Tiefenkonvektion wegen der zu schwachen Wärmefflüsse und der vorherrschenden Schichtung unwahrscheinlich und wurde noch nicht beobachtet. Die Konvektion in mittleren Breiten (“mid-latitude convection”) spielt jedoch in der Südhemisphäre des Indischen Ozeans, im Übergang zum Südlichen Ozean, eine große Rolle (McCartney, 1977; England et al., 1993; Ribbe, 1999). An der Westseite des Subtropenwirbels wird warmes Wasser erst nach Süden (polwärts) und dann nach Westen verfrachtet. Dabei verliert es, besonders im Winter, sehr viel Wärme an die Atmosphäre wodurch die Wassersäule destabilisiert wird. Als Folge davon sinkt das Oberflächenwasser ab, die Oberflächenmischungsschicht vertieft sich (England et al., 1993). Wird im Westen noch eine 100 m bis 200 m tiefe Oberflächenmischungsschicht beobachtet, ist diese im Osten schon auf 500 m bis 600 m angewachsen. Aus Modellrechnungen wurde dieser Mechanismus gut nachgewiesen (England et al., 1993; Ribbe und Tomczak, 1997; Ribbe, 1999). Im Indischen Ozean wird die Entstehung von Modewässern, das Subantarktische Modewasser (SAMW) und das Subtropische Modewasser (STMW) diesem Mechanismus zugeordnet (Ribbe und Tomczak, 1997). Modewasser sind Wasser, die ein großes Volumen im Ozean ausfüllen und eine homogene Tracerverteilung besitzen. Der atmosphärische Antrieb der Konvektion bringt lösungsabhängige Tracer wie Sauerstoff und FCKW in den neu gebildeten Wasserkörper. Da der Prozeß im südlichen Indischen Ozean nicht durch einzelne Konvektionsereignisse gesteuert wird sondern kontinuierlich stattfindet, sollten diese Tracer in Sättigung mit der atmosphärischen Konzentration angenommen werden.

Ist der eigentliche Formationsmechanismus für die Modewasser über die Konvektion zu erklären, so ist ihr Eintrag in die Thermokline einem zweiten Prozeß zugeordnet, der Teil der **Subduktion** ist. Die Subduktion wird klassisch als verantwortlich für die Ventilation der Thermokline angesehen (Sverdrup et al., 1942; Woods und Barkmann, 1986). Unter Subduktion versteht man den unwiederbringlichen Transport von Wasser aus der Oberflächenmischungsschicht in die permanente Thermokline. Dieses geschieht durch lateralen und vertikalen Transport, im Zusammenspiel mit der auf und ab wandernden Oberflächenmischungsschicht durch den sich ändernden Wärmeffluß an der Oberfläche.

Zur Erläuterung sei auf Abbildung 4.1 verwiesen: Der vertikale Aufbau zeigt die Ekman-Schicht, in der der Wind durch Reibung auf das Wasser wirkt. Diese ist Teil der Oberflächenmischungsschicht und besitzt nur eine horizontale Dichteschichtung. Den Übergangsbereich zur Oberflächenmischungsschicht stellt die saisonale Thermokline da, die durch den Einfluß der Oberflächenfflüsse saisonal variiert. Im Winter ist sie nicht vorhanden und die Oberflächenmischungsschicht steht im direkten Kontakt mit der Thermokline. Da die tropische Thermokline durch die zu schwachen Oberflächenfflüsse nicht durchbrochen werden kann, kann auch keine mittlere Subduktion zur Ventilation stattfinden. Vertikal transportiertes Wasser breitet sich horizontal “über” der Thermokline

aus und bildet meist eine Salzgehaltsmaximumsschicht, wie beispielsweise das Arabische See Salzgehaltsmaximum Wasser (*Prasanna Kumar und Prasad, 1999*).

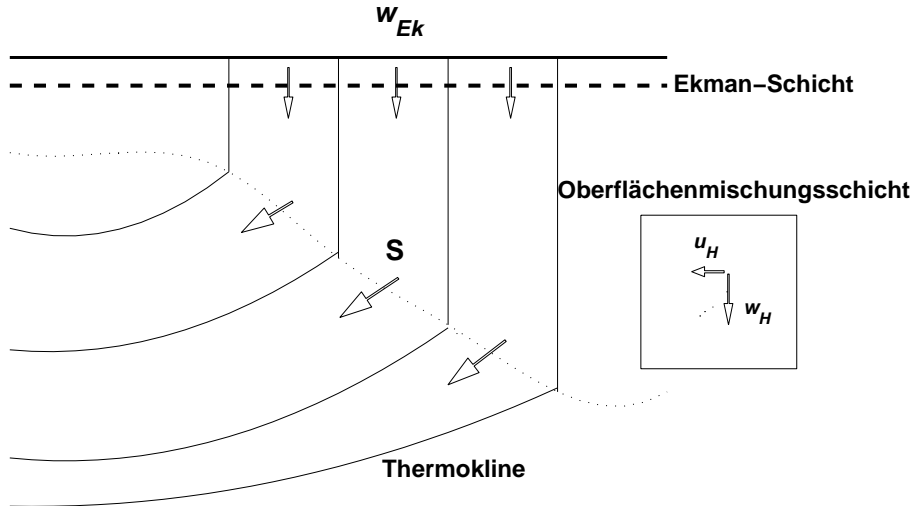


Abb. 4.1: Subduktionsrate (S) in die Thermokline bei geneigter Tiefe der Oberflächenmischungsschicht. w_{Ek} ist die Ekmanpumping Geschwindigkeit, w_H die effektive Vertikalgeschwindigkeit und u_H die lateral wirkende geostrophische Geschwindigkeit (nach *Nurser und Marshall, 1991*).

Der Eintrag wird aus einer Kombination von Vertikalgeschwindigkeit (w_H) und Horizontalgeschwindigkeit (u_H), unter Berücksichtigung der Neigung der Untergrenze der Oberflächenmischungsschicht, bestimmt. Details zur Ableitung dieser Geschwindigkeit sind im Kapitel 4.4 zu finden.

Im Indischen Ozean werden durch Subduktion zwei Klassen von Wassermassen eingebracht: das Indische Zentralwasser (*Sverdrup et al., 1942*) und die bereits im Abschnitt über *Konvektion* erwähnten Modewasser (*Fine, 1993*). Das Zentralwasser wird durch die effektive Vertikalgeschwindigkeit eingebracht, die Modewasser durch den lateralen Eintrag über die Subtropenfront (*England et al., 1993; Ribbe und Tomczak, 1997*). Die Modewasser sind in ihren T/S Eigenschaften Teil der Zentralwasser und lassen sich in T/S Diagrammen nur volumetrisch erkennen (*McCartney, 1977*).

Die Tracer Sauerstoff und FCKW liegen im subduzierten Wasser in Sättigung vor, da angenommen werden kann, dass die Verweildauer in der atmosphärisch beeinflussten Schicht ausreichend lang ist (ca. 1 Monat; *Warner et al., 1996*).

Interne Vermischung ist der dritte Prozeß, der für die Bildung von Wassermassen verantwortlich gemacht werden kann. Da keine direkte Wechselwirkung mit der Atmosphäre stattfindet, gehört er nicht zu den klassischen Formationsprozessen (*Tomczak, 1999*). Wassermassen werden dabei so intensiv vermischt, daß ein Volumen entsteht,

daß als “neue” Wassermasse angesehen werden kann. In einer Homogenität in Tracern, wie z.B. im Salzgehalt, grenzt es sich dabei von der Umgebung ab, die nicht durch die Vermischung beeinflußt wird. *Ffield und Gordon* (1992) konnten beispielsweise im Indonesischen Archipel eine sehr ausgeprägte, wahrscheinlich durch Gezeiten verursachte, Vertikalvermischung nachweisen. Dabei wird Zentralwasser aus dem subtropischen Pazifik so stark vermischt, daß es einen nahezu konstanten Salzgehalt von 34.6 über einen Temperaturbereich von 5°C bis 15°C aufweist wenn es in den Indischen Ozean einströmt. Da die so “erzeugte” Wassermasse als Einstrom in den Indischen Ozean gelangt, zählt sie in dieser Aufzählung zu den *importierten Wassermassen*.

Die Konzentration lösungsabhängiger Tracer in einer Wassermasse, die durch vertikale Vermischung entstanden ist, ist durch die Eingangswerte der Ursprungswassermassen gegeben. Zur Ventilation kann eine derartige Wassermasse nicht direkt beitragen, dennoch kann die Advektion einer so gebildeten Wassermasse für Ventilationsstudien wichtig sein. Im Indischen Ozean wird das Indische Äquatorialwasser (IEW) diesem Prozeß zugeordnet, das durch verstärkte Vermischung am Äquator gebildet wird.

Der vierte Prozeß, der ebenfalls keine physikalische “Neubildung” von Wasser beschreibt, ist der **Import von Wasser aus anderen Ozeanen/Regionen**. Speziell für den nördlichen und östlichen Indischen Ozean hat der Import aus Mittelmeeren (Australasiatisches Mittelmeer, Rotes Meer und Persischer Golf) eine große Bedeutung:

Der Einstrom von Wasser aus dem Indonesischen Archipel (AAMW) beeinflußt in einem zonalen Band bei ca. 12°S, hauptsächlich eine Schicht von der Oberfläche bis in 300 m Tiefe über den gesamten Ozean (*Gordon et al.*, 1997). Ein geringer Ausstrom ist auch in größerer Tiefe (bis 1400 m) aus Tracern wie Tritium/³He nachzuweisen (*Jean-Baptiste et al.*, 1997). Die Erzeugung ist auf intensive Vertikalvermischung beim Durchströmen des Indonesischen Archipels zurückzuführen (*Ffield und Gordon*, 1992).

Der Einstrom von Wasser aus dem Roten Meer (RSW) und dem Persischen Golf (PGW) beeinflußt durch die hohen Salzgehalte dieser Wassermassen die hydrographische Struktur des Indischen Ozeans nachhaltig (z.B. *Rochford*, 1964a; *Wyrski*, 1971; *Gordon et al.*, 1992). Die Wassermassen werden in den beiden Randmeeren durch Konvektion (z.B. *Woelk und Quadfasel*, 1996; *Banse*, 1997) gebildet und beim Überströmen von flachen Schwellen am Übergang zum Indischen Ozean zusätzlich vermischt (*Siedler*, 1968; *Banse*, 1997).

Im südlichen Indischen Ozean wird das Antarktische Zwischenwasser (AAIW), aus dem Südlichen Ozean importiert (*McCartney*, 1977, 1982; *England et al.*, 1993; *Fine*, 1993). Es ist in der Südhemisphäre als ein Minimum im Salzgehalt leicht zu identifizieren. Es wird konvektiv südlich der Subantarktikfront gebildet. Das Bildungsgebiet liegt im südöstlichen Pazifik und im südwestlichen Atlantik, von wo es mit dem Zirkumpolarstrom auch

Tab. 4.1: Wassermassen und Bildungsmechanismen des Indischen Ozeans. Bei importierten Wassermassen meint ‘lokal’ den Entstehungsmechanismus im Quellgebiet.

Wassermasse	Entstehungsmechanismus
<i>Indisches Zentralwasser</i>	Subduktion
<i>Modewasser</i> (SAMW, STMW)	Subduktion (lokal: Konvektion)
<i>Australasiatisches Mittelmeerwasser</i> (AAMW)	Import (lokal: Interne Vermischung)
<i>Rotes Meer Wasser</i> (RSW)	Import (lokal: Konvektion)
<i>Persischer Golf Wasser</i> (PGW)	Import (lokal: Konvektion)
<i>Indisches Äquatorialwasser</i> (IEW)	Interne Vermischung
<i>Antarktisches Zwischenwasser</i> (AAIW)	Import (lokal: Konvektion)

in den Indischen Ozean gelangt (*McCartney*, 1977; *You*, 1998).

Die Tabelle 4.1 zeigt die für den Indischen Ozean wichtigen Wassermassen und deren Entstehungsmechanismen.

4.2 Oberflächendichteflüsse

Über die Bestimmung von Oberflächendichteflüssen, die auch kurz als Dichteflüsse bezeichnet werden sollen, lassen sich potentielle Formationsregionen von Wassermassen ermitteln (*Schmitt et al.*, 1989). Die Flüsse werden über die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre in Form von Wärme- und Frischwasserflüssen gesteuert. Kommt es zum Dichtegewinn der Oberfläche muß das Wasser absinken. Es werden jetzt diese Flüsse für den Indischen Ozean bestimmt um potentielle Bildungsgebiete für Wassermassen zu identifizieren.

Datengrundlage bilden die SOC Klimatologie (*Josey et al.*, 1996), die die Parameter zur Bestimmung der atmosphärischen Antriebe bereitstellt (Netto-Wärme fluß, latenter Wärme fluß, Gesamtniederschlag) und die monatlich vorliegende WOA $1^\circ \times 1^\circ$ Klimatologie, die das ozeanische Oberflächentemperatur und Oberflächensalzgehaltsfeld bereitstellt (*Levitus und Boyer*, 1994; *Levitus et al.*, 1994).

Der mittlere Gesamtdichtefluß (F_ρ) an der Oberfläche des Ozeans setzt sich aus einer thermischen ($-\rho\alpha F_T$) und einer halinen Komponente ($\rho\beta F_S$) zusammen (*Schmitt et al.*, 1989):

$$F_\rho = -\rho(\alpha F_T - \beta F_S)$$

dabei sind F_T der Wärme fluß und F_S der Salz fluß. Diese werden mit der mittleren Dichte ρ , dem Wärmeausdehnungskoeffizient $\alpha = (-1/\rho)\partial\rho/\partial T|_{p,S}$ und dem halinen Kontrati-

onskoeffizient $\beta = (1/\rho)\partial\rho/\partial S|_{p,T}$ in Dichtefluß Komponenten überführt. Die Komponenten des Wärmeflusses sowie Verdunstung und Niederschlag sind über dem Meer schwierig zu bestimmen und besitzen relativ große Unsicherheiten (L. Hasse, pers. Mitteilung; Tomczak und Godfrey, 1994; Schmitt *et al.*, 1989). Die hier vorgestellten Verteilungen des Dichteflusses sollen daher nur qualitativ und großskalig interpretiert werden.

Der Netto-Wärmefluß (Q) einer Region des Ozeans setzt sich aus drei Komponenten zusammen (Dietrich *et al.*, 1975): dem Strahlungsumsatz (Q_{STR}), welcher sich aus der Wärmeenergie der absorbierten Sonnen- und Himmelsstrahlung sowie der langwelligen Ausstrahlung zusammensetzt, der Verdunstung oder latenter Wärme (Q_L) und der direkten Wärmeübertragung oder sensiblen Wärme (Q_S)

$$Q = Q_{STR} - Q_L - Q_S$$

Bei Betrachtung der mittleren Felder muß berücksichtigt werden, daß die einzelnen Summanden saisonalen wie regionalen Schwankungen unterliegen. In den gezeigten Karten der Jahresmittelwerte wird diesem Umstand durch Hinterlegen der Standardabweichung Rechnung getragen werden.

Thermische Komponente des Dichteflusses

Der Wärmefluß, der die thermische Komponente des Dichteflusses bestimmt (F_T), wird aus dem Netto-Wärmefluß (Q), der mittleren Dichte des Oberflächenwassers (ρ) und der Wärmekapazität des Oberflächenwassers (C_p , Fofonoff und Millard, 1984) berechnet (z.B. Gill, 1982):

$$F_T = \frac{Q}{\rho C_p}$$

Wird dieser mit Hilfe von α und ρ in die thermale Komponente des Dichteflusses umgewandelt, zeigen sich für den Indischen Ozean zwei Regionen die im Jahresmittel einen thermisch getriebenen Dichtegewinn aufweisen (Abbildung 4.2, Linien): Eine Region ist zentriert um 40°S im südwestlichen Indischen Ozean, die zweite ist die Ost/Nordost Flanke des Subtropenwirbels. In beiden Regionen ist der latente Wärmeverlust (Q_L) in der Bilanz des Netto-Wärmeflusses ausschlaggebend. Das ist nicht verwunderlich, da ca. 51% der eingestrahnten Energie dem Ozean durch diese Verdunstungswärme verlorengeht (Dietrich *et al.*, 1975). Sie stellt damit das wichtigste Glied für den Wärmeverlust des Ozeans dar.

Für den Subtropenwirbel von 10°S bis 30°S wird der Netto-Wärmefluß durch den latenten Wärmefluß bestimmt. Im Südwesten wird der Dichtegewinn durch die erst

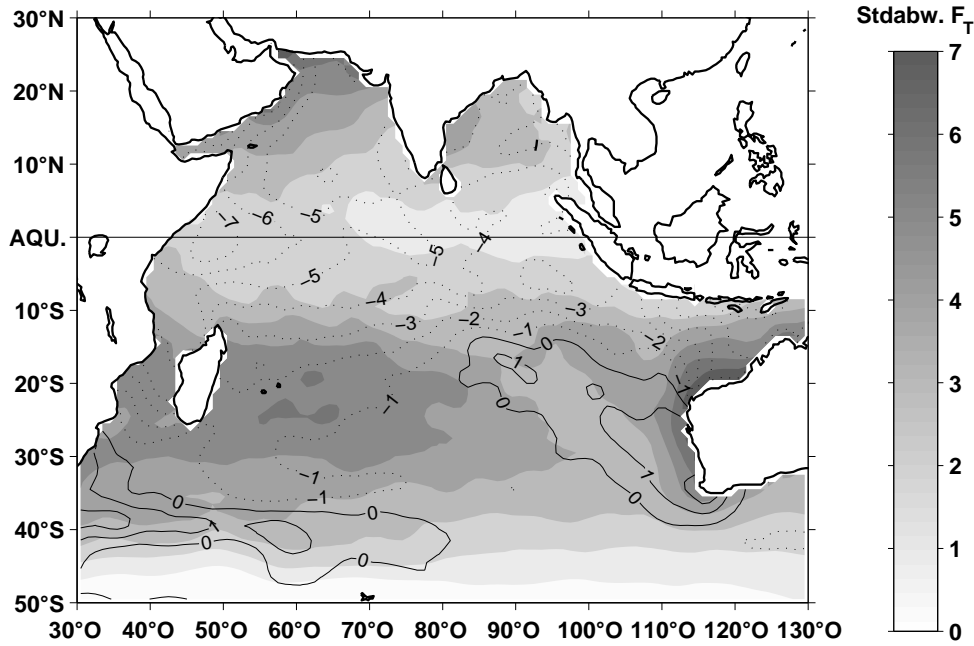


Abb. 4.2: (Linien) Jahresmittel des thermischen Dichteflusses ($-\rho\alpha F_T$) [$10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$] (positiv: in den Ozean). (Graustufen) Standardabweichung des thermischen Dichteflusses [$10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$].

südwärtige, dann westwärtige Advektion von warmen Wasser bewirkt. Bei der südwärtigen Advektion spielt daher der Verlust an latenter Wärme die weitaus größte Rolle im Netto-Wärmeffluß und damit im thermischen Dichtegewinn. Bei der nachfolgenden westwärtigen Advektion ist auch der Verlust an sensibler Wärme ausgeprägt, das saisonale Signal ist gering. Durch die Advektion von warmen Wasser in der kühleren Atmosphäre wird zusätzlich die atmosphärische Konvektion gefördert. Sie gewährleistet einen effektiven “Abtransport” der durch den Ozean erwärmten Luft (*Warren, 1983*) und trägt so zum Verlust an sensibler Wärme bei. Die Oberflächendichte nimmt zu und auf dem Weg nach Westen kann immer tiefer wirkende Konvektion stattfinden. Diese ist mit der Formation von Modewasser verbunden (*England et al., 1993; Ribbe und Tomczak, 1997; Ribbe, 1999*).

An der Ost/Nordost Flanke des Subtropenwirbels wird kaltes Wasser äquatorwärts transportiert, in eine Region, die durch intensive latente Wärmeverluste gekennzeichnet ist. Das vorherrschende Windfeld trägt hier heiße, trockene Winde vom Australischen Kontinent stammend über den Ozean, die viel Feuchtigkeit aufnehmen können und so einen starken latenten Wärmeverlust hervorrufen.

Die äquatoriale Region weist im Mittel einen thermisch bedingten Dichteverlust auf, sie nimmt also Wärme auf und das Oberflächenwasser wird “leichter”. Der Strahlungs-

umsatz (Q_{STR}), der kaum saisonalen Schwankungen unterliegt, ist hier bestimmend. Der latente Wärmeverlust spielt eine untergeordnete Rolle, da die Luft nahezu mit Wasserdampf gesättigt ist und der Wind relativ schwach weht. Allein im Westteil ist eine größere Variabilität zu sehen, die sich durch den monsunabhängigen Wind erklären läßt. Der Wind weht nicht nur stärker, er hat auch eine ausgeprägte Meridionalkomponente, die trockenere Luft herantransportiert. So kann auch der latente Wärmeverlust, abhängig vom Monsun, eine Rolle im Strahlungshaushalt der äquatorialen Region spielen.

Die Nordhemisphäre besitzt im Mittel einen thermisch bedingten Dichteverlust von $\bar{F}_T = -5 \cdot 10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Die saisonale Variabilität im Strahlungsumsatz (Q_{STR}) und die Schwankungen im latenten wie sensiblen Wärme fluß, als Konsequenz der Monsunwinde, können als verantwortlich angesehen werden.

Im Nordhemisphärenwinter während des Nordostmonsuns, weht trockene und kalte Festlandsluft über den Ozean. Diese führt zu erheblichen latenten Wärmeverlusten, besonders über dem Nordteil der Arabischen See und dem westlichen Golf von Bengalen, bei saisonal bedingtem (Winter) geringerem Strahlungsumsatz (Q_{STR}). Es kommt zu einem Dichtegewinn des Oberflächenwassers. Anders im Sommer, wenn das Maximum im Strahlungsumsatz erreicht ist. Der Südwestmonsun transportiert dann warme Luft äquatorialen Ursprungs heran, die in ihrem Wasserdampfgehalt schon stark gesättigt ist und daher nur noch geringe Verdunstung bewirken kann. Der latente Wärmeverlust über dem Meer ist daher gering. Der Netto-Wärme fluß ist daher durch die Strahlungsbilanz bestimmt, die das Wasser erwärmt und die Dichte verringert. Lokal kann starker Wind auftreten, wie etwa vor der Küste des Oman und Somalias, der einen Auftrieb von kaltem Wasser bewirkt. In diesen Regionen wird der generell schon geringe Verlust an latenter Wärme durch den Wärmegewinn des Wassers aus der Erwärmung des kalten Wassers (sensible Wärme) verkleinert (*Hartmann, 1994*).

In der Nordhemisphäre übersteigt im Mittel der Dichteverlust im Sommer den Dichtegewinn im Winter.

Haline Komponente des Dichteflusses

Der "Fluß" von Salz resultiert aus dem Verlust von Süßwasser durch Verdunstung und dem Eintrag von Süßwasser durch Niederschlag. Hier wird die doppelte Bedeutung der Verdunstung für die Oberflächendichteflüsse klar: neben der Verdunstungswärme, die Auswirkungen auf den thermisch bedingten Dichtegewinn hat, bewirkt das durch die Verdunstung zurückgelassene Salz, einen halinen Dichtegewinn. Die Größen werden dabei über die Verdunstung - Niederschlagsrate ($V - N$) gekoppelt. Die Verdunstung - Niederschlagsrate wurden aus dem latenten Wärme fluß (Q_L) und der latenten Verdun-

stungswärme von Seewasser, abhängig von der Temperatur des Wassers ($L(T)$, z.B. Gill, 1982), sowie mit Hilfe des Gesamtniederschlags (N) berechnet (Gill, 1982; Schmitt *et al.*, 1989):

$$(V - N) = \frac{Q_L}{L(T)} - N$$

Da das mittlere Salzgehaltsfeld als stationär angenommen werden kann, muß einem durch Verdunstung verursachten “Salzüberschuß” in Regionen mit $(V - N) > 0$ durch Vermischung entgegengewirkt werden. Der Frischwasser(ab)transport über die Oberfläche muß bei Stationarität durch einen etwas größeren “Salzwasserfluß” unterhalb der Oberfläche versorgt werden $(V - N)/(1 - s)$ (Stern, 1975). In diesem Ausdruck ist s die Masse des gelösten Salzes in einer Standardmasse Seewasser (~ 0.035). Das Salz, welches an der Oberfläche zurückbleibt, entspricht dann: $(V - N) \cdot s/(1 - s)$. Dieses muß durch Turbulenz und Diffusion ins Innere des Ozeans transportiert werden, um die geforderte Stationarität der Verhältnisse zu gewährleisten und wird als Salzfluß bezeichnet (Schmitt *et al.*, 1989):

$$F_S = (V - N) \cdot s/(1 - s)$$

Auch die Verringerung des Salzgehalts durch Flußeinträge, wie etwa im Golf von Bengalen, findet bei der Berechnung des halinen Dichteflusses Eingang. Sie wird über den Oberflächensalzgehalt in die Gleichung aufgenommen.

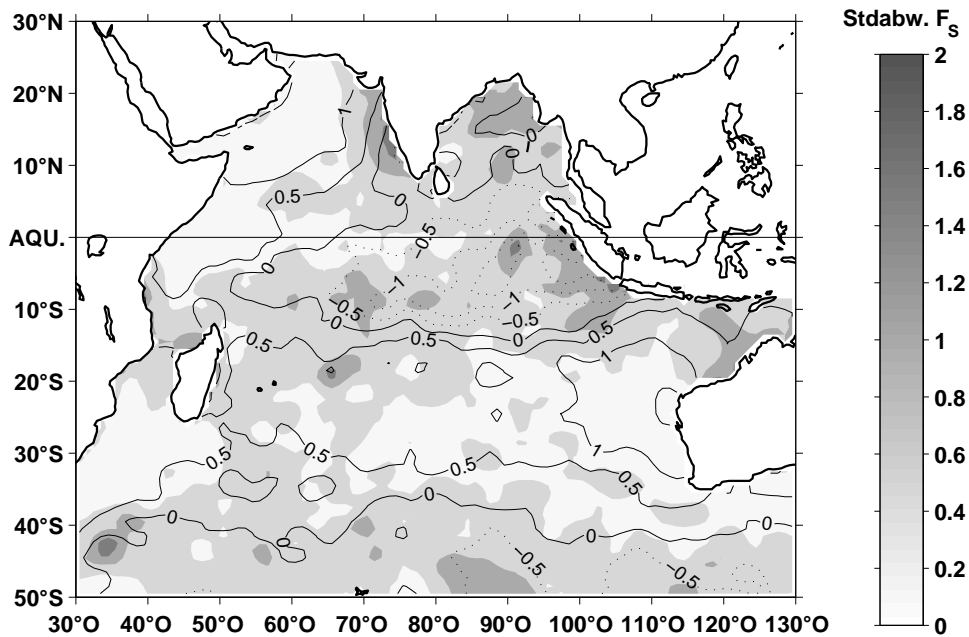


Abb. 4.3: (Linien) Jahresmittel des halinen Dichteflusses ($\rho\beta F_S$) [$10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$] (positiv: in den Ozean). (Graustufen) Standardabweichung des halinen Dichteflusses [$10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$].

Der aus dem Salzfluß berechnete mittlere haline Dichtefluß ist in der Südhemisphäre zwischen 10°S und 45°S positiv (Abbildung 4.3, Linien). Die Variabilität ist dabei zwischen 20°S und 30°S relativ gering. Schon in der Diskussion der thermisch bedingten Dichteflüsse wurde der latente Wärmeverlust durch Verdunstung in diesen Bereich diskutiert. Dieser führt auch zum beobachteten positiven haline Dichtefluß. Beide Dichteflußkomponenten sind dabei von gleicher Größenordnung. Die äquatoriale Region teilt sich in zwei Bereiche. Im Ostteil kommt es, bedingt durch die hohe Niederschlagsrate von bis zu 5 m/Jahr zu einem Dichteverlust des Oberflächenwassers. Im Westteil kommt es im Mittel durch die Verdunstung zu positiven halinen Dichteflüssen. Für die relativ hohe Verdunstung spielt die Meridional Komponente im Monsunwind eine Rolle, die die sonst in dieser Region mit Wasserdampf gesättigte Luft austauscht.

In der Nordhemisphäre sind hohe Variabilitäten durch die monsunbedingten Wechsel in extremen Niederschlägen zu sehen, besonders vor der Westküste Indiens und im Golf von Bengalen. Generell werden im Mittel dem Oberflächenwasser geringe Mengen Frischwasser entzogen und so ein geringer haliner Dichtefluß in den Ozean bewirkt.

Gesamtdichtefluß

Der Gesamtdichtefluß ist stark durch den thermischen Dichtefluß bestimmt (Abbildung 4.4, Linien). In der Südhemisphäre, im östlichen Subtropenwirbel, ist eine ausgedehnte

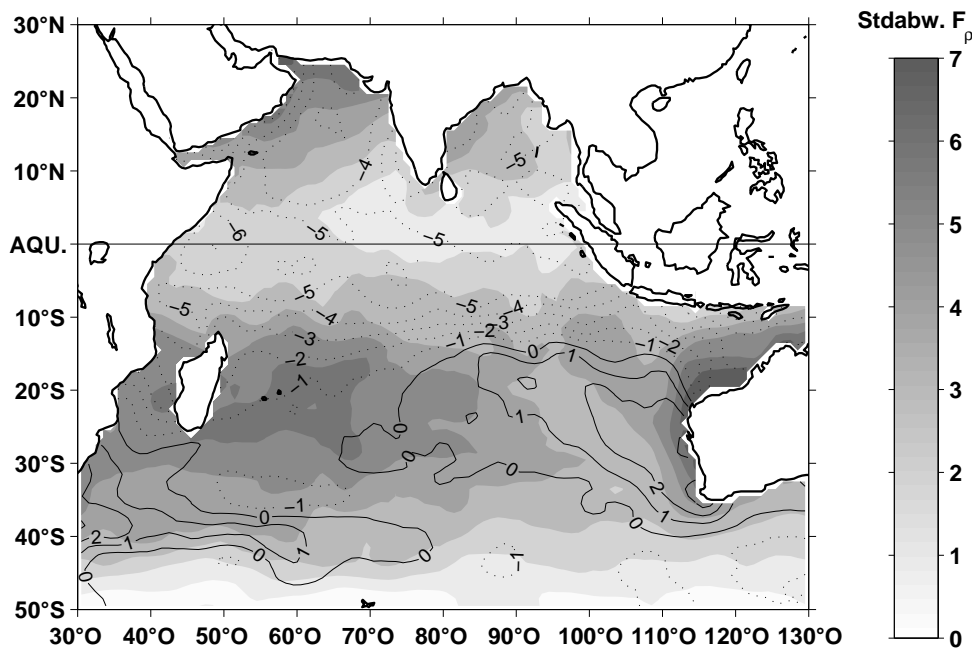


Abb. 4.4: Jahresmittel des Gesamtdichtefluß (F_ρ) [$10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$]. (positiv: in den Ozean). (Graustufen) Standardabweichung des Gesamtdichtefluß [$10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$].

Zone positiven Dichteflusses erkennbar. In dieser Region bewirken beide, die thermischen wie die halinen Dichteflüsse, einen Dichtegewinn des Oberflächenwassers. Das Besondere ist hier, daß beide Flußkomponenten die gleiche Größenordnung aufweisen. In diesem Bereich des Subtropenwirbels wird auch das Formationsgebiet des Zentralwassers lokalisiert (*Sverdrup et al.*, 1942; *Schmitt et al.*, 1989).

Neben der Formationsregion im östlichen Subtropenwirbel ist bei 40°S eine Zone positiven Dichteflusses erkennbar. Hier bestimmt fast ausschließlich die thermische Komponente den Dichtegewinn. *England et al.* (1993) findet aus Simulationsrechnungen in diesem Bereich Konvektion, die mit der Entstehung der Modewasser zusammenhängt. Eine zusätzliche Rolle bei der Formation der Modewasser spielt noch der südwärtige Transport von Wasser aus dem Subtropenwirbel über die Subtropenfront (*Ribbe*, 1999).

Die Nordhemisphäre zeigt keine Region die im Mittel einen Dichtegewinn des Oberflächenwassers aufweist. Die thermische Komponente ist wiederum bestimmend. Die Variabilitäten des Dichteflusses liegen hier in der Größenordnung des mittleren Flusses, sodaß mit Wassermassenbildung nur saisonal zu rechnen ist. Ein Beitrag des so eingebrachten Wassers zur Ventilation der permanenten Thermokline ist nicht zu erwarten, da die Dichtewerte zu gering sind. Da im Westen der Salzgehalt des Oberflächenwassers sehr hoch ist, kommt es beim Absinken zur Ausbildung von Salzgehaltsmaximum Schichten. Das Arabische See Salzgehaltsmaximum Wasser entsteht durch diesen Prozeß (*Prasanna Kumar und Prasad*, 1999).

Zusammenfassend konnten zwei Regionen identifiziert werden, die einen mittleren positiven Dichtefluß aufweisen. Eine ist die südwestliche Flanke des Subtropenwirbels bei ca. 40°S, in der der Wärmeverlust den Dichtefluß anführt. Dort ist die konvektive Formation der Modewasser zu erwarten. Eine zweite Region ist die östliche Flanke des Subtropenwirbels. Hier haben thermaler und haliner Dichtefluß gleiche Richtung und Größe. Die Formation des Zentralwassers ist dort zu erwarten. In der Nordhemisphäre sind im Mittel keine Regionen mit einem Dichtegewinn des Oberflächenwassers zu finden. Saisonal können Dichteflüsse auftreten die mit Wassermassenformation zusammenhängen. Diese finden jedoch nicht im Dichtebereich der permanenten Thermokline statt.

4.3 Doppeldiffusive Konvektion

Die Untersuchung der Wassermassenzusammensetzung mit der OMP Analyse geht von gleichen Austauschkoeffizienten für alle Tracer aus. Doppeldiffusive Prozesse bewirken

unterschiedliche Austauschkoeffizienten, die die Analyseergebnisse beeinflussen können. Es sollen daher nun die doppeldiffusiven Flüsse abgeschätzt werden.

Doppeldiffusive Konvektion tritt auf, wenn zwei die Dichte beeinflussende Komponenten, wie Salz und Temperatur im Ozean, verschiedene molekulare Diffusivitäten besitzen und innerhalb einer generell stabilen Schichtung eine der Komponenten instabil geschichtet ist (Schmitt, 1994). Das ist z.B. dann der Fall, wenn warmes, salzreiches Wasser über kaltem, salzarmen Wasser geschichtet ist. An der Grenzfläche beider Schichten kommt es in diesem Fall zu Instabilitäten. Das salzreiche Wasser wird abgekühlt und sinkt ab, eine fingerförmige Struktur entwickelt sich (Abb. 4.5, Foto).

Mit den “Fingern” kommt es zu einem Transport von Salz durch die Schwerkraft in die untere Schicht, wobei Wärme, weitaus weniger intensiv, durch Diffusion seitlich abtransportiert wird. Obwohl die ca. 70 mal höhere molekulare Diffusion von Wärme gegenüber der von Salz den Prozeß antreibt, ist der resultierende Austauschkoeffizient für die Temperatur sehr viel geringer als der für das Salz ($A_{z,T} \ll A_{z,S}$). Für andere gelöste

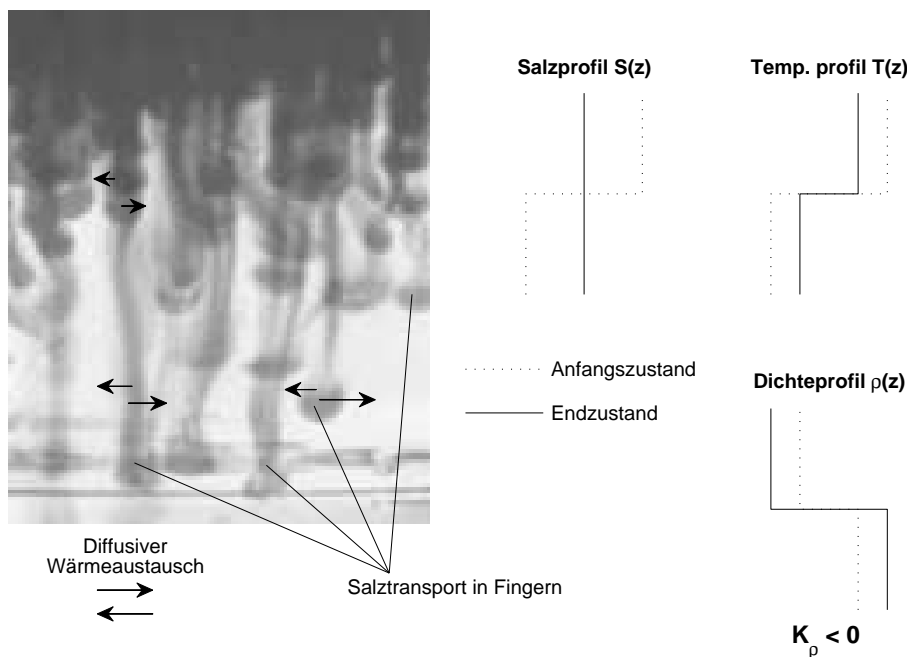


Abb. 4.5: Foto von der Salzfingerbildung an einer Grenzfläche zwischen warmen, salzreichen und kalten, salzarmen Wasser. Das Salz wird in den “Fingern” durch die Schwerkraft in das kalte Wasser transportiert, der parallel stattfindende diffusive Austausch von Wärme hat geringere Größenordnung. Der kombinierte Wärme und Salzfluß hat einen Dichtefluß in das ohnehin dichtere Wasser zur Folge, der effektive turbulente Austausch der Dichte ist daher negativ (Abbildung in Anlehnung an S. Sakai (Foto) und B. Ruddick)

Substanzen wie Nährstoffe ist als erste Näherung der Austauschkoeffizient für das Salz anzusetzen (*Mann und Lazier*, 1991; *McDougall und Ruddick*, 1992). Da der Salztransport durch die "Finger" in ein initial dichteres Wasser stattfindet, wird bemerkenswerterweise der resultierende turbulente Diffusionskoeffizient für die Dichte ($A_{z,\rho}$) negativ.

Neben der Doppeldiffusion in Form von Salz fingern, gibt es noch die der diffusiven Konvektion, die auftritt, wenn eine generell stabile Dichteschichtung in der Temperaturkomponente instabil geschichtet ist und es zu Störungen an der Grenzfläche kommt. Dabei muß warmes, salzreiches unter kalten, salzarmen Wasser geschichtet sein. Über die Grenzfläche wird Wärme ausgetauscht, Wasser der unteren Schicht wird abgekühlt, behält aber seinen höheren Salzgehalt und sinkt ab. Wasser der oberen Schicht wird erwärmt und steigt auf, da der Prozeß auf die Grenzfläche konzentriert bleibt, wird er auch als "layering" bezeichnet. Ist eine Schicht gebildet, kommt es an ihrer Grenzfläche zur darüberliegenden Schicht wieder zu einem "layering", so wird die Wassersäule in einzelne homogene Schichten unterteilt. Die diesen Prozeß ermöglichende Schichtung ist hauptsächlich in subpolaren Regionen zu finden (*Schmitt*, 1994). Der Austausch wird noch verstärkt, wenn durch eine Störung (Auslenkung) der Grenzfläche Wasser nach oben (unten) verfrachtet wird, der Wärmeaustausch mit der kühleren (wärmeren) Umgebung macht das Wasser schwerer (leichter) und verstärkt Schwingungen der Grenzfläche - die Möglichkeit des Wärmeaustauschs verstärkt sich dadurch. Die folgenden Abschätzungen berücksichtigen jedoch nur die Doppeldiffusion in der Form von Salz fingern, da diese auf Grund der Schichtung für das Thermoklinenwasser zu erwarten ist (*Schmitt*, 1981, 1990).

Ob Doppeldiffusion stattfinden kann hängt vom Dichteverhältnis R_ρ ab das definiert ist als:

$$R_\rho = \alpha \theta_z / \beta S_z$$

mit $\alpha = (-1/\rho) \partial \rho / \partial \theta|_{p,S}$ als Wärmeausdehnungskoeffizient und $\beta = (1/\rho) \partial \rho / \partial S|_{p,T}$ als haliner Kontraktionskoeffizient, berechnet nach *McDougall* (1987). Salzfinger entstehen für den Fall $1 \leq R_\rho < K_T/K_S$, wobei die Intensität für $R_\rho \rightarrow 1$ zunimmt. Dabei sind K_T und K_S die molekularen Austauschkoeffizienten für Temperatur und Salz.

Für die Zentralwasser fand *Schmitt* (1981), daß sie sich Im T/S Diagramm besser durch eine Linie konstanten R_ρ als durch Gerade beschreiben lassen. Für den R_ρ Wertebereich fand er 1.59 (Nordatlantik) bis 3.8 (Nordpazifik) (siehe auch *Greengrove und Rennie*, 1991). Da in den "Fingern" Salz nach unten transportiert wird, muß eine "Salzquelle" an der Oberfläche für ein Aufrechterhalten des Flusses sorgen. In den Regionen der Ozeane wo ein positiver d.h. in den Ozean gerichteter, Salzfluß auftritt, kann dieser "Nachschub" erfolgen (*Schmitt und Evans*, 1978; *Schmitt et al.*, 1989; *Klein*, 1992).

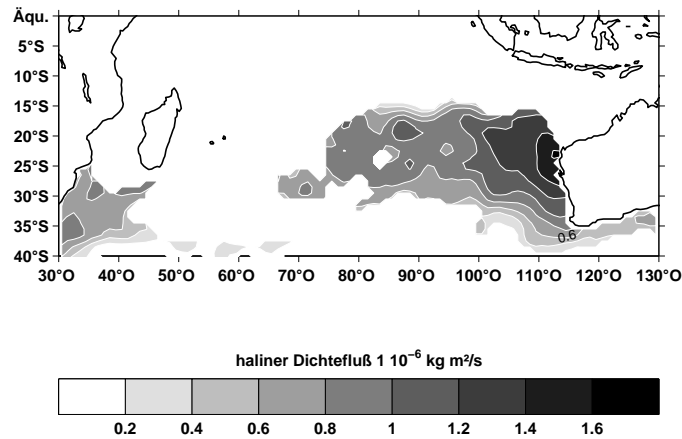


Abb. 4.6: Mittlerer positiver haliner Oberflächendichtefluß in Regionen mit positivem Gesamtoberflächendichtefluß (zur Berechnung vergl. Abschnitt 4.2).

Die halinen Oberflächendichteflüsse über den gesamten Subtropenbereich des Indischen Ozeans sind positiv, d.h. als Resultat der Verdunstung scheint an der Oberfläche Salz ins Wasser zu gelangen (vergl. Abschnitt 4.2, Abb. 4.3). Ob das Wasser durch den Salzfluß auch Dichte gewinnt ist nur dann gegeben, wenn auch ein positiver Gesamtoberflächendichtefluß erreicht wird. Das Eintragsgebiet beschränkt sich so auf den Bereich des Subtropenwirbel östlich von 80°Ost (Abb. 4.6). Das Vorhandensein von gleichgerichteten Flüssen wird durch die Modellsimulationen von *Schmitt* (1981), übertragen auf den Indischen Ozean, unterstützt. Er konnte mit Hilfe eines ein-dimensionalen vertikalen Vermischungsmodells, mit einem von R_ρ abhängigen Austauschkoefizienten, eine Rotation der T/S Charakteristik zeigen. Dabei fand kein Fluß über die Grenzflächen statt. Die Rotation wird angetrieben durch den unterschiedlich starken vertikalen Austausch von T und S innerhalb der Wassersäule (Abb. 4.7, links). Für den Fall gleicher Austauschkoefizienten (turbulente Vermischung) verändert sich die initial als $R_\rho = \text{konstant}$ gesetzte T/S Charakteristik zu einer Geraden, ohne das eine Rotation auftritt (gepunktete Linie in Abb. 4.7, links).

Ein qualitativer Vergleich von T/S Kurven aus dem Indischen Ozean in verschiedenen Regionen im Subtropenwirbel zeigt ebenfalls eine Rotation entlang des vermuteten Ausbreitungsweges des Zentralwassers (Abb. 4.7, rechts). Die Rotation erfolgt dabei um die 26.7 kg m^{-3} Isopykne, die *You und Tomczak* (1993) als isopyknischen Mode der Ausbreitung des ICW identifizierten. Bezogen auf die Salzflüsse, die als diapiknische Flüsse wirken, kann das Ergebnis hier nicht bestätigt werden. Der Salzfluß findet über den gesamten Dichtebereich des Zentralwassers statt, die Rotation um die 26.7 kg m^{-3} Isopykne hängt vermutlich von der initialen R_ρ Verteilung des Zentralwassers und der Stärke der Oberflächenflüsse ab. Die Rotation setzt jedoch erst ein, wenn die Oberflächenflüsse aussetzen, was in Übereinstimmung mit den Modellergebnissen von *Schmitt* (1981) steht.

Die Größenordnung der doppel diffusiven Flüsse kann über das aus Laboruntersuchungen abgeleitete $\Delta S^{4/3}$ Gesetz berechnet werden (z.B. *Turner*, 1967). Der Salzfluß wird dabei in Abhängigkeit vom Salzgehaltkontrast (ΔS) über einen Sprung im Salzgehaltsprofil berechnet. Die Gültigkeit des $\Delta S^{4/3}$ Gesetzes für den Ozean ist umstritten (*Herbert*, 1988; *Kunze*, 1995), dennoch soll es in der vorliegenden Arbeit angewandt werden und so ein Vergleich mit früheren Untersuchungen ermöglichen. Der mit dem Salzfluß in den "Fingern" assoziierte Auftriebsfluß (βF_{Finger}) berechnet sich nach *Turner* (1967) zu:

$$\beta F_{\text{Finger}} = (g \cdot K_T)^{1/3} C_F(R_\rho) \cdot (\beta \Delta S)^{4/3}$$

dabei ist g die Schwerebeschleunigung, K_T ist der thermische Diffusionskoeffizient ($1.5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ nach *Pond und Pickard*, 1983), für das von R_ρ abhängige C_F gibt *Schmitt* (1981) $C_F(R_\rho) = 0.05 + 0.3 R_\rho^{-3}$ an. Zur Berechnung der Flüsse wurden für alle verfügbaren CTD Daten im Indischen Ozean von der Oberfläche bis in 2000 dbar die Gradienten in T und S sowie α und β mit den Algorithmen von *McDougall* (1987) bestimmt. Die Gradientenbildung erfolgte über einen "least square fit" in 10 dbar Schritten, um kleinere Fluktuationen zu dämpfen. Die so ermittelten mittleren Salzflüsse im Bereich der Zentralwasser (25.3 bis 26.9 kg m^{-3}) weisen eine Größenordnung von ca. $3 \cdot 10^{-8} \text{ cm/s}$ auf und

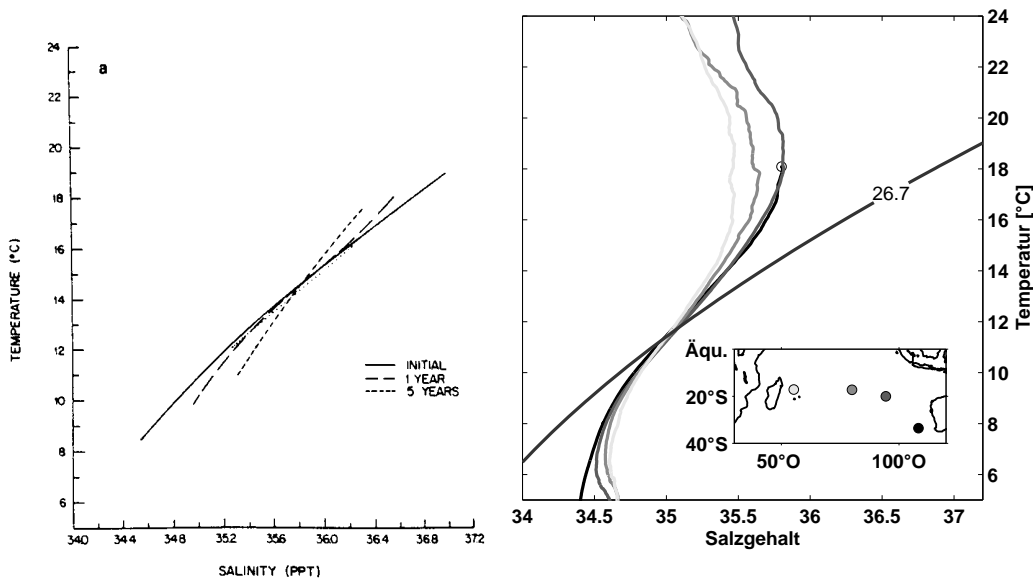


Abb. 4.7: (links) Modellierter Rotation einer T/S Charakteristik unter dem Einfluß der Vermischung durch Doppeldiffusion in der Form von Salz fingern. Das initiale R_ρ betrug 1.15, es findet dabei kein Fluß über die Ränder statt (nach *Schmitt*, 1981). Die sich ergebende T/S Beziehung für den Fall der turbulenten Vermischung ist gepunktet dargestellt. (rechts) Rotation der T/S Beziehung im Zentralwasser südlich von 18°S . Zu beachten ist die Rotation um die 26.7 kg m^{-3} Isopykne. Der Kreis markiert die Oberflächenwerte der südöstlichsten Daten.

sind mit den Werten, die *Klein* (1992) und *Schmitt und Evans* (1978) für den subtropischen Nordatlantik fanden, vergleichbar.

Wird der Salzfluß über die Dichte ρ in einen Dichtefluß umgewandelt, läßt er sich mit den Oberflächendichteflüssen vergleichen (Abb. 4.8). Bezogen auf den halinen Oberflächendichtefluß, besitzen beide ihr Maximum im Bereich 15°S bis 30°S, wobei der Salzfinger Dichtefluß eine Größenordnung von 20% bis 30% des halinen Oberflächendichteflusses hat.

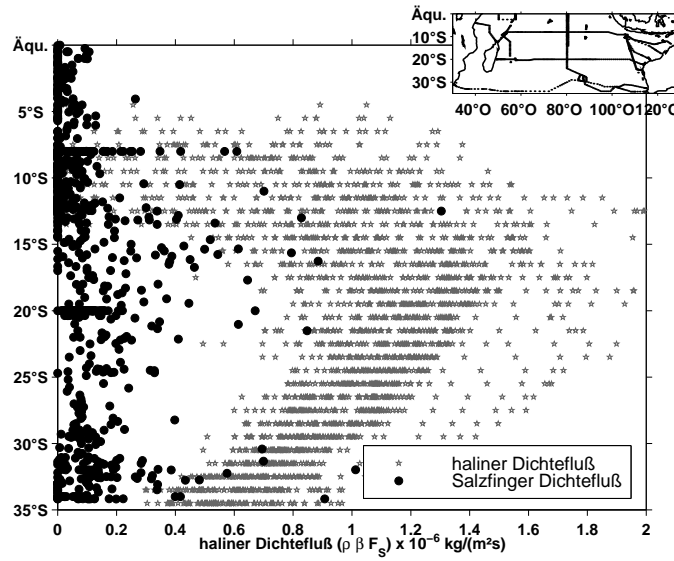


Abb. 4.8: Vergleich zwischen maximalen Dichteflüssen im Dichtebereich der Zentralwasser (25.8 bis 26.9 kg m^{-3}) und dem maximalen Oberflächendichtefluß aufgrund der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre (vergl. Abschnitt 4.2).

Für die OMP Analyse der Daten, hat die Salzfingeraktivität Konsequenzen:

Der verstärkte Salzfluß in den “Fingern” bedeutet unterschiedlichen Austausch von Temperatur und Salzgehalt bzw. Nährstoffen. Da die OMP Analyse von identischen Austauschkoeffizienten ausgeht, wäre sie für diese Region nicht anwendbar, solange der doppeldiffusive Fluß dominiert. Das sporadische Auftreten der Flüsse *Schmitt und Evans* (1978) und die Überlagerung der doppeldiffusiven Vermischung mit anderen Vermischungsmechanismen, wie dynamischen Instabilitäten verringern den Vermischungseffekt der Doppeldiffusion auf die Zusammensetzung des Tracerfeldes (*McDougall und Ruddick*, 1992). Eine OMP Analyse ist daher grundsätzlich auf großen Skalen anwendbar. Um die Rotation der T/S Charakteristik durch die Doppeldiffusion dennoch zu berücksichtigen, kann die Gewichtung der Salzgehalts- und Temperaturdaten entsprechend gewählt werden. In der vorliegenden Arbeit wurde die Gewichtung der Temperatur für die Analyse der Daten aus der Nordhemisphäre im Vergleich zur Südhemisphäre halbiert.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß die doppeldiffusiven Prozesse im Indischen Zentralwasser in der Form von Salz fingern eine Rolle spielen. Ihr Auftreten ist mit dem halinen Dichtefluß an der Oberfläche korreliert. Setzt der Oberflächenfluß aus, ist eine Rotation der T/S Charakteristik zu beobachten. Um diese Vermischung innerhalb der Wassermasse auch mit der OMP Analyse berücksichtigen zu können, werden in der vorliegenden Arbeit die Temperaturdaten der Nordhemisphäre nur halb so stark gewichtet wie in der Südhemisphäre.

4.4 Charakteristika und Volumen der Wassermassen des Indischen Ozeans

Um die Beiträge der einzelnen Wassermassen an der Ventilation des Indischen Ozeans zu ermitteln, müssen die Quellwerte der Tracer festgelegt werden. Für Stoff- und Wärmeumsätze werden zudem auch die volumetrischen Einträge benötigt. Dieses soll jetzt für die in Tabelle 4.1 zusammengefaßten Wassermassen mit eigenen Berechnungen und Literaturwerten geschehen. Dabei wird nach Bildungsmechanismen getrennt vorgegangen: Subduktion, interne Vermischung und Import von Wassermassen. Die Formation durch Konvektion wird nicht behandelt, da sie zur Ventilation der Thermokline nicht direkt beiträgt. Modewasser werden zwar durch Konvektion “bereitgestellt” (*England et al.*, 1993; *Ribbe und Tomczak*, 1997), ihr Eintrag in die Thermokline gehört jedoch zum Prozeß der Subduktion (*Woods und Barkmann*, 1986).

4.4.1 Wassermassen, die durch Subduktion eingebracht wurden

Eine Untersuchung der Subduktionsraten im südlichen Indischen Ozean soll dazu dienen, die Kennzahlen wie Volumen, Temperatur und Salzgehalt der mit dem Subduktionsprozeß verbundenen Wassermassen (Zentralwasser und Modewasser) zu ermitteln. Der nördliche Indische Ozean weist von seiner Dichteflußcharakteristik kein Wassermassenformationsgebiet für Thermoklinenwasser auf (vergl. Kapitel 4.2) und wird daher aus der folgenden Betrachtung ausgeschlossen.

Die mittleren Subduktionsraten werden mit zwei unabhängigen Methoden berechnet:

- Die *kinematische Methode* geht auf *Marshall et al.* (1993) zurück und bestimmt die Subduktionsraten aus klimatologischen Temperatur-, Salzgehalts- und Geschwindigkeitsfeldern.
- Die *“transiente Tracer” Methode* geht auf *Jenkins* (1987) zurück und benutzt ein aus FCKW und Sauerstoffdaten abgeleitetes Alter in Kombination mit der Erhaltung von potentieller Vorticity.

Die Ergebnisse beider Methoden werden miteinander verglichen.

Die Tiefe und Dichte der saisonale Oberflächenmischungsschicht im südlichen Indischen Ozean

Woods (1985) zeigte, daß die Dynamik der Oberflächenmischungsschicht für die Subduktion von Wasser in die Thermokline von entscheidender Bedeutung ist (vergl. Abbildung 4.1). Zum einen ist der saisonale Wechsel der Tiefe der Oberflächenmischungsschicht von Bedeutung: Nur Wasserteilchen die sich am Ende des Winters bzw. zu Anfang des

Frühjahrs im Übergang zwischen Oberflächenmischungsschicht und Thermokline aufhalten, können unwiederbringlich in die Thermokline entweichen. Zum anderen erlaubt die Neigung der Tiefe der Oberflächenmischungsschicht einen lateralen Eintrag von Wasser in die Thermokline, was besonders in Bereich von Fronten eine große Rolle spielt.

Für den Indischen Ozean wurde die Tiefe der Oberflächenmischungsschicht aus den Temperaturdaten und Salzgehaltsdaten der WOA Klimatologie berechnet. Die Daten wurden dazu auf 10 m Vertikalabstände Spline interpoliert. Es wurde dann die Tiefe bestimmt, in der die Oberflächendichte um 0.125 kg m^{-3} zugenommen hat. Abbildung 4.9

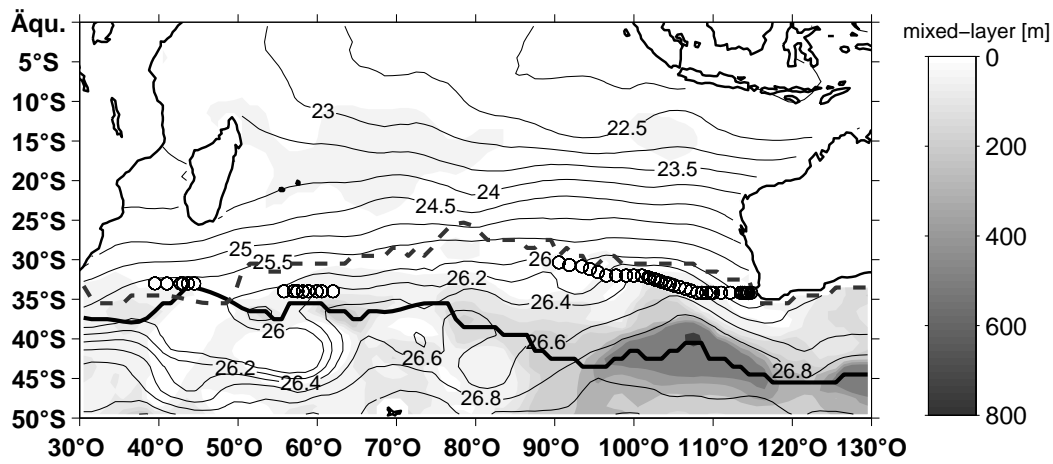


Abb. 4.9: Australwinter/-frühjahr (Sept.-Okt.) Tiefe der Oberflächenmischungsschicht des südlichen Indischen Ozeans über das $\Delta\sigma_\theta = 0.125$ Kriterium berechnet. Die Dichtelinien geben die Dichte des Winterwassers in diesem Niveau an. Die schwarze Linie zeigt die gemittelte Position der tiefsten Oberflächenmischungsschicht, die durchbrochene Linie zeigt die gemittelte Position des Salzgehaltsmaximums. Weiße Punkte kennzeichnen die Bereiche in denen *Fine* (1993) aus den Daten I5 verschiedene Typen von Modewassern identifizierte.

zeigt die mittlere Tiefe der Oberflächenmischungsschicht für die Winter/Frühjahr Daten. Die gemittelte Position der tiefsten Oberflächenmischungsschicht ist als schwarze Linie eingezeichnet und befindet sich im Bereich zwischen Subtropenfront und Subantarktikfront, wie auch von *Belkin und Gordon* (1996) angegeben wird. Sie bildet gleichzeitig die südliche Grenze der Indischen Thermokline. Wasser, das weiter im Süden subduziert, kann nicht zur Ventilation der Thermokline beitragen, da es diese "Rinne" passieren muß und dabei wieder Teil der Oberflächenmischungsschicht wird (*Qiu und Huang*, 1995). Die Subduktion, die zur Thermoklinenventilation führt, findet folglich nördlich der Rinne statt. Die nördliche Begrenzung des Ventilationsbereichs (durchbrochene Linie) ist durch das Salzgehaltsmaximum in der Tiefe der winterlichen Oberflächenmischungsschicht zu finden (*Dietrich et al.*, 1975; *Pickard und Emery*, 1990). Es wird so das Dichteintervall

der (permanenten) Thermokline festgelegt zu:

$$\sigma_\theta = 25.3 \text{ bis } 26.9 \text{ kg m}^{-3}$$

Die Tiefe der Oberflächenmischungsschicht im Gebiet des Subtropenwirbels (von 10°S bis 35°S) ist im Mittel 80 m tief. Weiter südlich fallen drei Gebiete auf, in denen die Schichttiefen deutlich höher liegen: bei 38°S/39°O, bei 37°S/65°O und in einem zonalen Band bei 42°S/95°O bis 120°O, sind durch starke Abkühlung tiefreichende Oberflächenmischungsschichten zu erkennen, dabei werden im Osten Tiefen bis 850 m erreicht. Die mit diesen Bereichen verbundenen Dichten des Winterwassers stimmen mit den von *Fine* (1993) auf dem I5 Schnitt identifizierten Dichten der Indischen Modewasser überein. Diese sind durch weiße Punkte gekennzeichnet: links ist das Subtropische Modewasser (STMW) mit 26.0 kg m^{-3} , in der Mitte das obere Subantarktische Modewasser (SAMW₁) mit 26.5 kg m^{-3} und rechts das untere Subantarktische Modewasser (SAMW₂) mit 26.8 kg m^{-3} in Abbildung 4.9 gekennzeichnet.

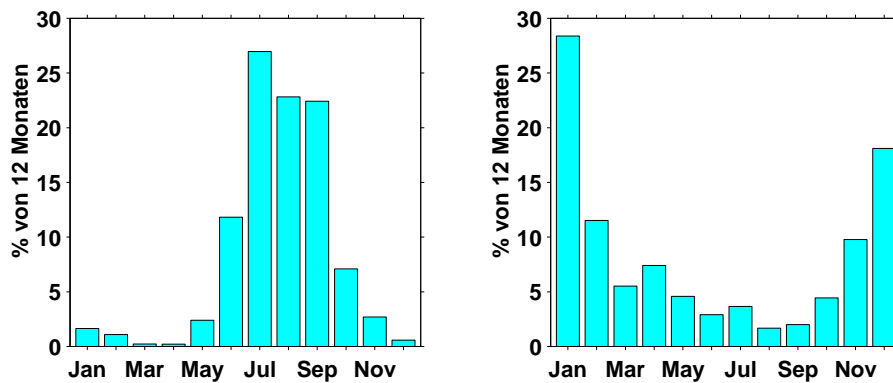


Abb. 4.10: (Links) Monate mit maximaler Tiefe der Oberflächenmischungsschicht und (rechts) Monate mit minimaler Tiefe der Oberflächenmischungsschicht in der Südhemisphäre des Indischen Ozeans.

Die Verteilung der maximalen Tiefe der Oberflächenmischungsschicht in der Südhemisphäre (Abbildung 4.10) zeigt, daß das Ende des Winters durch die Monate September/Oktober und der Sommer durch den Januar/Februar repräsentiert wird. Diese Information wird zur Fehleranalyse der Subduktionsraten noch genutzt werden.

Subduktionsraten: kinematische Methode

Die kinematische Berechnung der Subduktionsraten wurde nach *Marshall et al.* (1993) durchgeführt. Der Jahresmittelwert der Subduktionsraten (S_{ann}) von Wasser das unwiederbringlich aus der Oberflächenmischungsschicht in die permanente Thermokline ent-

weichen kann, wird von ihnen angegeben als:

$$S_{ann} = -(\bar{w}_H + \bar{\mathbf{u}}_H \cdot \nabla H) \quad (4.1)$$

hierbei ist \bar{w}_H die effektive Vertikalgeschwindigkeit an der Untergrenze der Oberflächenmischungsschicht $-H$, $\bar{\mathbf{u}}_H$ die Horizontalgeschwindigkeit und ∇H der Horizontalgradient der Untergrenze der Oberflächenmischungsschicht. Der horizontale Strich kennzeichnet zeitliche Mittel (Jahresmittelwerte). Die Tiefenachse ist positiv nach oben gewählt.

Die effektive Vertikalgeschwindigkeit (w_H) läßt sich aus der Ekmanpumpinggeschwindigkeit (Gl. 1.1) und dem horizontalen Geschwindigkeitsfeld mit Hilfe der Sverdrup Bilanz (Gl. 1.2) bestimmen. Unter Benutzung der Ekmanpumpinggeschwindigkeit gilt die Sverdrup Bilanz für das Integral von der Oberfläche bis in die Tiefe, in der keine Geschwindigkeiten mehr auftreten, die "layer of no motion" (LNM; z_0). In der hier angestrebten Berechnung der Subduktion (Gleichung 4.1) ist jedoch zu berücksichtigen, daß die Tiefe der Oberflächenmischungsschicht $-H$ meist oberhalb der LNM liegt. Nur ein Teil der Ekmanpumpinggeschwindigkeit w_{Ek} kann daher effektiv Fluid in die Thermokline transportieren. Es wird aus der mittleren meridionalen Geschwindigkeitskomponente oberhalb von $-H$ eine scheinbare Vertikalgeschwindigkeit rückgerechnet. Diese kann als die Geschwindigkeit aufgefaßt werden, die für das mittlere Geschwindigkeitsfeld bis in die Tiefe $-H$ verantwortlich ist. Sie stellt so auch die Korrektur auf w_{Ek} dar. Die in der Tiefe $-H$ vorhandene vertikale Geschwindigkeitskomponente (w_H) ergibt sich daher zu:

$$w_H = w_{Ek} - \frac{\beta}{f} \int_{-H}^0 v dz \quad (4.2)$$

Ein besonderer Fall dieser Gleichung ist der, daß beide Terme gleiche Größenordnung besitzen. Der gesamte Meridionaltransport findet folglich oberhalb von $-H$ statt, die Ekmanpumpinggeschwindigkeit kann kein Fluid in die Thermokline subduzieren.

Wird Gleichung 4.2 in Gleichung 4.1 eingesetzt, ergibt sich der Jahresmittelwert der Subduktionsrate zu:

$$S_{ann} = -(\bar{w}_{Ek} - \frac{\beta}{f} \int_{-H}^0 \bar{v} dz + \bar{\mathbf{u}}_H \cdot \nabla H) \quad (4.3)$$

Die drei Komponenten, Ekmanpumpinggeschwindigkeit (w_{Ek}), korrigierte Vertikalgeschwindigkeit (w_H) und der laterale Eintrag ($\bar{\mathbf{u}}_H \cdot \nabla H$), sowie deren Summe, die mittleren Subduktionsrate (S_{ann}), werden für den Indischen Ozean berechnet und nun vorgestellt. Es wird dabei der Vorgehensweise von *Marshall et al.* (1993), übertragen auf die Südhemisphäre, gefolgt. Als hydrographische Datenbasis diente der WOA Datensatz, die atmosphärischen Daten (Windschub) wurden dem SOC Datensatz entnommen. Die

Berechnungen wurden nur nördlich der Region der tiefsten winterlichen Oberflächenmischungsschicht durchgeführt, da diese auch die südliche Begrenzung des Subtropenwirbels kennzeichnet (Stramma, 1992).

Als erste der drei Komponenten wurde der Jahresmittelwert der Ekmanpumpinggeschwindigkeit ($-\bar{w}_{Ek}$) aus den Windschubkomponenten des SOC über die Gleichung 1.1 berechnet. Da durch den Coriolisparameter f geteilt wird ist die Gleichung am Äquator ($f = 0$) nicht anwendbar. Abbildung 4.11 (oben) zeigt eine ausgedehnte Zone von starker

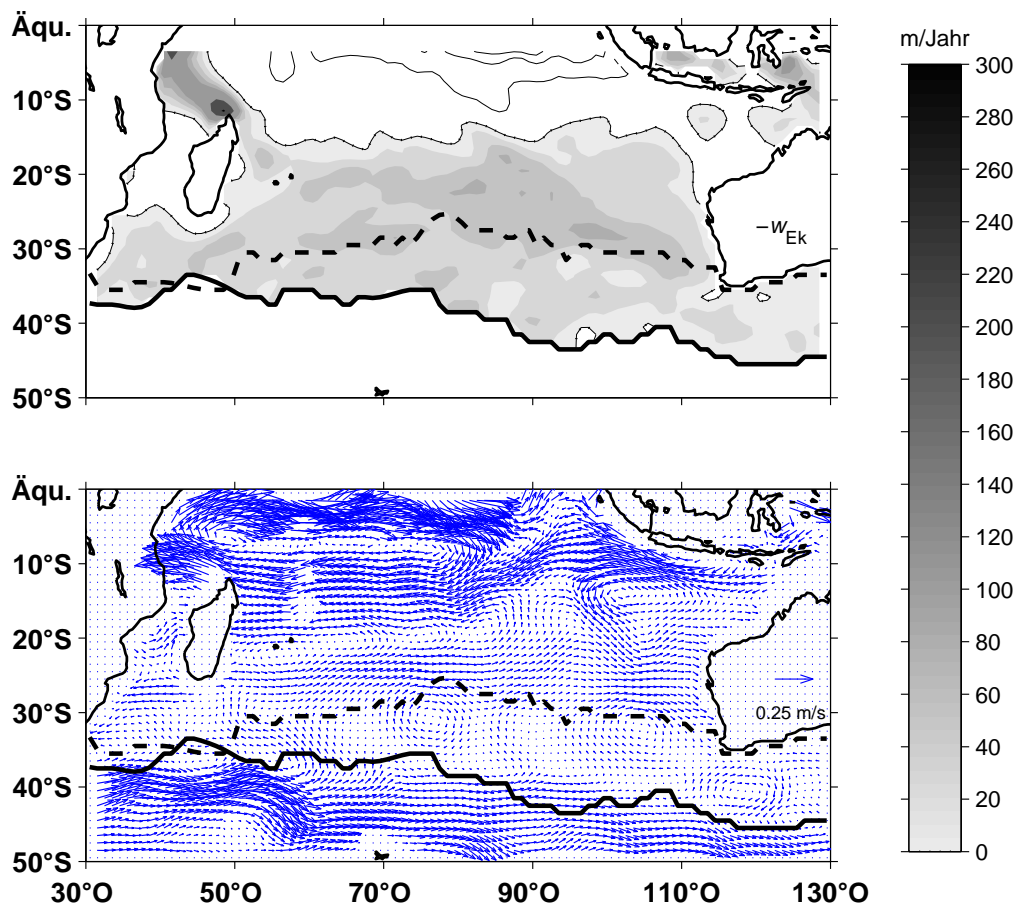


Abb. 4.11: (Oben) Jahresmittelwert der Ekmanpumpinggeschwindigkeit ($-\bar{w}_{Ek}$) über dem südlichen Indischen Ozean (m/y). Positive Werte (Graustufen) bedeuten einen Transport in die Thermokline. Negative Werte sind als Linien dargestellt (Intervall: 100 m y⁻¹). (Unten) Das australwinterliche (Juli-Sept.) geostrophische Geschwindigkeitsfeld bezogen auf 2500 m oder Boden (je nach Tiefe) in der Tiefe der Oberflächenmischungsschicht. Die gemittelte Position der tiefsten Oberflächenmischungsschicht ist als schwarze Linie eingezeichnet.

negativer Ekmanpumpinggeschwindigkeit im Untersuchungsbereich südlich von 15°S bis ca. 40°S. Dabei treten im zentralen Subtropenwirbel Vertikalgeschwindigkeiten von über

75 m/y auf. Die Ausrichtung des Salzgehaltsmaximums in der Tiefe der Oberflächenmischungsschicht (gestrichelte Linie) stimmt mit dieser Geschwindigkeitsverteilung im Bereich des Subtropenwirbels gut überein. Das salzreiche Wasser in dieser Region wird vertikal bis in/an die Thermokline transportiert.

Weiterhin fällt eine isolierte Region nördlich von Madagaskar auf, die im Jahresmittel Vertikalgeschwindigkeiten von über 300 m/y aufweist. Diese Region liegt jedoch außerhalb des Bereichs der für eine Ventilation der permanenten Thermokline in Frage kommt. Der Bereich nördlich von 15°S zeichnet sich, bis auf ein schmales Band im Westen, durch positive Vertikalgeschwindigkeiten, also Auftrieb, aus. Dieses schmale Band liegt dabei in dem Bereich der vom Südwestmonsun beeinflusst ist.

Um die beiden weiteren Komponenten, die effektive Vertikalgeschwindigkeit und den laterale Eintrag, bestimmen zu können ist die Kenntnis des Geschwindigkeitsfeldes erforderlich. Es wurden daher die saisonalen geostrophischen Geschwindigkeiten aus den geopotentiellen Anomalien berechnet (siehe z.B. *Pond und Pickard*, 1983). Als Referenzlevel ("level of no motion") wurde das 2500 m Tiefenniveau oder, falls die Region flacher war, der Bodenwert benutzt (*Marshall et al.*, 1993). Am Äquator ist die Bestimmung der Geschwindigkeiten nicht möglich da $f = 0$ wird.

Abbildung 4.11 (unten) zeigt das geostrophische Geschwindigkeitsfeld im Australwinter in der Tiefe der Oberflächenmischungsschicht. Die antizyklonale Zirkulation des Subtropenwirbels zwischen von 10°S bis 30°S ist gut zu erkennen. Äquaturnah ist der breite, nach Osten setzende, äquatoriale Gegenstrom/Monsunstrom zu erkennen. Südlich davon ist der westlich setzende Südäquatorialstrom, der die Nordflanke des Subtropenwirbels darstellt, gut zu sehen. Er transportiert Wasser das aus dem Indonesischen Archipel stammt zonal über den gesamten Indischen Ozean. Im Südwesten bei ca. 40°S ist die östlich setzende Agulhas Retrofektion und der Übergang in den Südindischen Strom (*Stramma*, 1992) gut aufgelöst. Bei ca. 35°S ist eine schwache westliche Strömung über den gesamten Indik zu sehen, die auch von *Stramma* (1992) beobachtet wurde und mit der Subtropenfront in Zusammenhang steht.

Mit der vertikalintegrierten Meridionalkomponente des geostrophischen Geschwindigkeitsfeldes ist es jetzt möglich, die Korrektur auf die Ekmanpumpinggeschwindigkeit zu berechnen und die effektive Vertikalgeschwindigkeit \bar{w}_H , zu ermitteln. Wie Abbildung 4.12 zeigt, ändern sich im Bereich des Subtropenwirbels die Vertikalgeschwindigkeiten durch diese Korrektur kaum (vergl. Abbildung 4.11, oben). Lokal können jedoch erhebliche Änderungen auftreten, so nördlich von Madagaskar. Durch die starke nördliche Strömung verschwindet die große Ekmanpumpinggeschwindigkeit (vergl. Abbildung 4.11, oben).

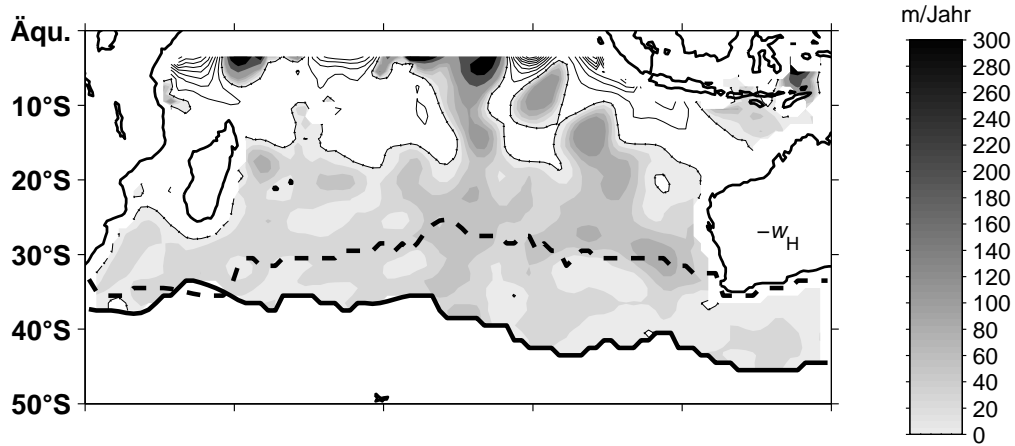


Abb. 4.12: Jahresmittel der Vertikalgeschwindigkeitskomponente ($-\bar{w}_H$) senkrecht zur Tiefe der Oberflächenmischungsschicht in die Thermokline. Positive Werte (Graustufen) bedeuten einen Transport in die Thermokline. Negative Werte sind als Linien dargestellt (Intervall: 100 m y^{-1}). Die gemittelte Position der tiefsten Oberflächenmischungsschicht ist als schwarze Linie eingezeichnet.

Als letzte der drei Komponenten wurde der laterale Eintrag ($\bar{\mathbf{u}}_H \cdot \nabla H$) in die Thermokline bestimmt (Abbildung 4.13; oben). Besonders in Regionen mit großen Geschwindigkeiten und Fronten ist dieser von Bedeutung (*Williams et al.*, 1995), was sich auch nördlich der maximalen Tiefe der Oberflächenmischungsschicht gut erkennen läßt: Einträge $> 800 \text{ m y}^{-1}$ werden hier für diese Komponente bei 60°O und 100°O bis 115°O ermittelt. Ähnliche Größenordnungen ergaben auch die Berechnungen von *Williams* (1991) für den Bereich des Golf-Stroms im Nordatlantik. Im Bereich des Subtropenwirbels hat diese Komponente einen geringeren Einfluß, da die Neigung der Unterseite der Oberflächenmischungsschicht und die Geschwindigkeiten gering sind.

Summiert man die Komponenten nach Gleichung 4.3 auf, so ergibt sich der Jahresmittelwert der Subduktionsrate S_{ann} (Abbildung 4.13; unten). Wie aufgrund der einzelnen Komponenten zu erwarten, ist an der Subtropenfront das Bild vom lateralen Eintrag geprägt. Im Subtropenwirbel dagegen spielt die Vertikalgeschwindigkeit, die hier hauptsächlich durch die Ekmanpumpungsgeschwindigkeit verursacht wird, die ausschlaggebende Rolle.

Da Wassermassen mit ihren T/S Eigenschaften auch bestimmte Dichtebereiche im Ozean einnehmen, wurden die Subduktionsraten über Dichteintervalle ($\Delta\sigma_\theta = 0.1 \text{ kg m}^{-3}$) der Dichte in der Tiefe der winterlichen Oberflächenmischungsschicht gemittelt. Zum Vergleich werden auch die zugehörigen Raten angegeben, wie sie eine Berechnung der Subduktion allein aus der Ekmanpumpungsgeschwindigkeit hervorbringt (Abbildung 4.14,

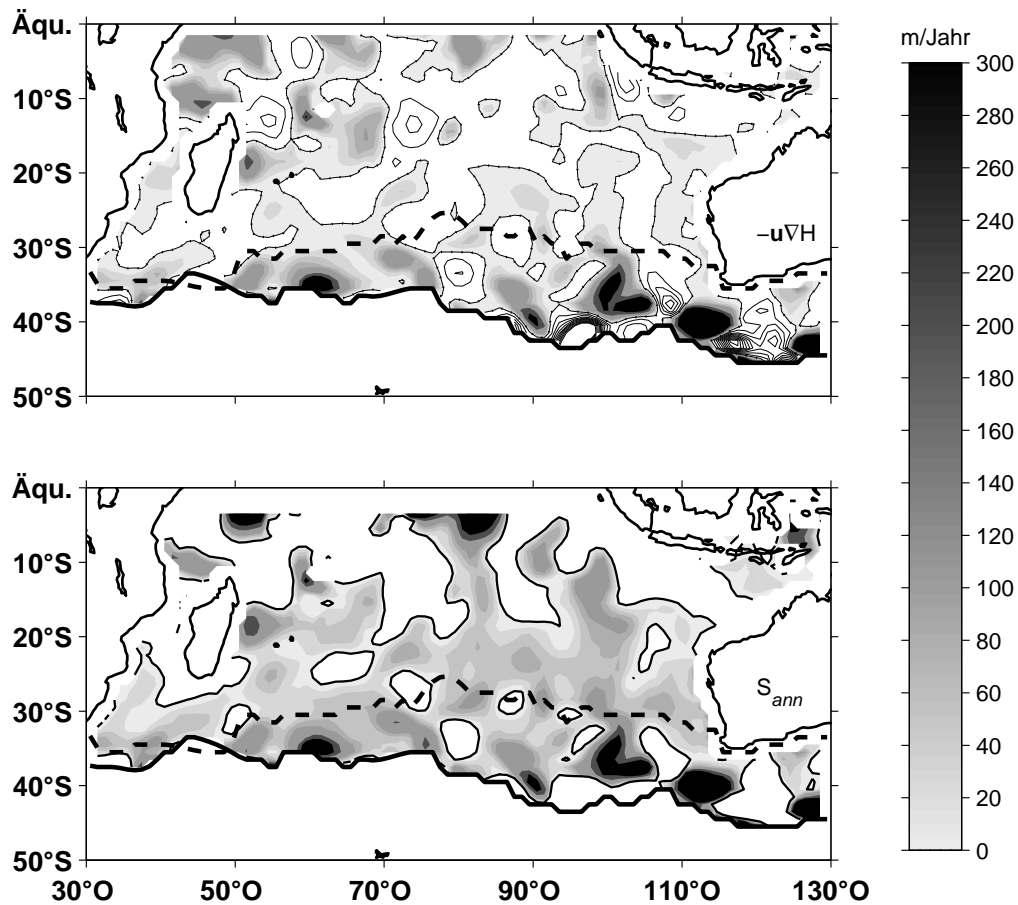


Abb. 4.13: (Oben) Jahresmittelwert des lateralen Flusses in die Thermokline. (Unten) Jahresmittel der Subduktionsraten. Positive Werte (Graustufen) bedeuten einen Transport in die Thermokline. Negative Werte sind als Linien dargestellt (Intervall: 100 m y^{-1}). Die gemittelte Position der tiefsten Oberflächenmischungsschicht ist als schwarze Linie eingezeichnet.

(schwarze Linie). Die angegebenen Fehlerbalken beruhen auf der Variabilität in den Dichtewerten bei unterschiedlicher Auswahl des "Subduktionsmonats". Drei Kombinationen der Monate der tiefsten Oberflächenmischungsschicht wurden dazu benutzt (Sept., Okt. und Sept./Okt.).

Bis zu einer Dichte von 25.6 kg m^{-3} ist die Subduktionsrate mit der unkorrigierten Ekmanpumpinggeschwindigkeit identisch (schwarze Linie). Zu höheren Dichten ändert sich dieses Bild jedoch grundlegend. Durch den lateralen Eintrag steigt die Subduktionsrate an, bis sie bei 26.85 kg m^{-3} ihr Maximum erreicht, wobei bei 26 kg m^{-3} und 26.5 kg m^{-3} ebenfalls lokale Maxima zu erkennen sind. Alle drei Dichtebereiche sind mit den Modewässern verbunden (Fine, 1993). Im Bereich der maximalen Subduktionsraten ist eine besonders große Variabilität zu sehen. Der Grund kann darin liegen, daß zwei Einträge

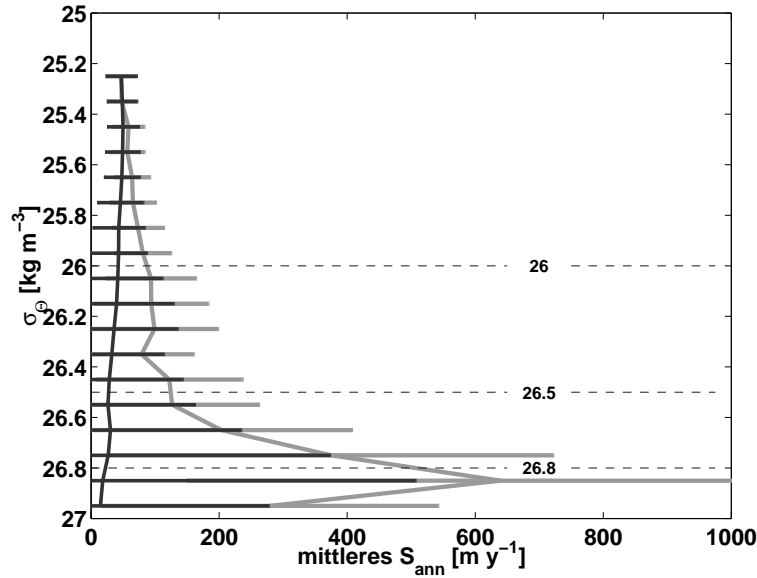


Abb. 4.14: (Graue Linie) Mittlere Subduktionsrate [m y^{-1}] über Dichteintervalle berechnet aus 3 Kombinationen der Monate September/Oktobre. (Schwarze Linie) Transportrate die allein durch Ekmanpumpinggeschwindigkeit hervorgerufen wird.

parallel stattfinden. Großflächig wird vertikal Wasser durch das Windfeld eingebracht, dagegen finden lokal große laterale Einträge statt.

Diese unterschiedlichen “Bildungsmechanismen” spielen für die Charakterisierung und die Unterscheidung von Modewasser und Zentralwasser eine bedeutende Rolle. Die Analyse legt zudem nahe, daß die Modewasser eher kontinuierlich eingetragen werden, wie es auch die Abbildung 4 von *Fine* (1993) zeigt. Es gibt dabei zwar ausgeprägte “Modes”, wie etwa den zentriert bei $\sigma_\theta = 26.85 \text{ kg m}^{-3}$, dennoch findet der Eintrag kontinuierlich und parallel zum vertikalen Eintrag statt. Es soll daher auch von einer “Modewassermasse” ausgegangen werden die den Dichtebereich von 25.2 bis 26.9 kg m^{-3} mit unterschiedlicher Intensität ventiliert (Abbildung 4.14) und über ihren Formationsmechanismus definiert ist.

Eine Abschätzung der Fehler dieser Analyse der Subduktionsraten ist schwierig. Zu den WOA Daten läßt sich sagen, daß das Hauptproblem die Fehler durch das benutzte Interpolationsverfahren in der Nähe von Frontalregionen ist (*Lozier et al.*, 1994). Wahrscheinlich hängen damit auch die teilweise erheblichen Dichteinstabilitäten südlich der Subtropenfront zusammen. Dadurch, daß der Bereich südlich der maximalen Tiefe der Oberflächenmischungsschicht aus der Analyse ausgelassen wurde, hat der Fehler durch die Dateninterpolation kaum Einfluß auf das Ergebnis. Nach Angaben von *Marshall et al.* (1993) sind ca. 30% Fehler auf die mittlere Subduktionsrate im Innern des Subtropen-

wirbels anzusetzen. Sie benutzten dabei für den Nordatlantik die WOA Klimatologie von 1982, die generell auf einer kleineren Datenmenge basiert als die hier verwandte WOA Klimatologie von 1994. Fehleruntersuchungen in der vorliegenden Arbeit werden nur über die Variabilität der Monate, in denen die Subduktion stattfinden kann, getroffen.

Eine zweite, unabhängige Methode zur Bestimmung der Subduktionsraten soll nun zeigen, ob die Größenordnung der hier gefundenen Raten bestätigt werden kann.

Subduktionsraten: “transiente Tracer”-Methode

Eine unabhängige Überprüfung der Raten läßt sich mit der “transienten Tracer” - Methode erbringen. *Jenkins* (1987) benutzte die vereinfachte potentielle Vorticity Gleichung (Gl. 1.3) um Subduktionsraten aus der Altersverteilung, ermittelt aus der Analyse von transienten Tracern, zu berechnen (Abb. 4.15). Dabei wird der Beitrag der relativen Vorticity und die Diffusion vernachlässigt.

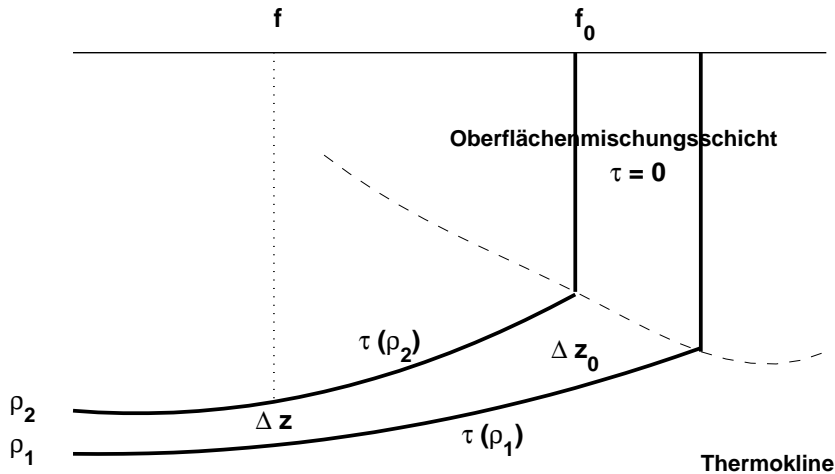


Abb. 4.15: Prinzipskizze zur Berechnung der Subduktionsraten unter Verwendung von Altersinformationen (transiente Tracer Methode) (Abb. nach *Williams et al.*, 1995).

Die Subduktionsrate (S_τ) in der Region f_0 , ist das Verhältnis der Schichtdicke (Δz_0) zwischen zwei Isopyknen ($\rho_1 > \rho_2$), relativ zu der Zeit ($\tau(\rho_1, f_0)$) die vergangen ist seit ein Teilchen entlang der tieferen Isopykne (ρ_1) die Oberflächenmischungsschicht verlassen hat:

$$S_\tau = \frac{\Delta z_0}{\tau(\rho_1, f_0)} \quad (4.4)$$

Unter der Annahme, daß die potentielle Vorticity entlang der Stromlinien erhalten bleibt, schrumpft die Schichtdicke zum Äquator. Jede Schichtdicke Δz an der Stelle f steht mit seiner ursprünglichen “Eintragungsschichtdicke” (z_0) in Verbindung

$$\Delta z_0 = \frac{f_0}{f} \cdot \Delta z$$

Durch einsetzen in Gleichung 4.4 erhält man:

$$S_\tau = \frac{f_0}{f} \left(\frac{\partial \tau}{\partial z} \right)^{-1} \quad (4.5)$$

Aus dem vertikalen Altersgradient ($\frac{\partial \tau}{\partial z}$) lassen sich so Subduktionsraten berechnen. Voraussetzung ist, daß das Alter (τ) exakt die Zeit wiedergibt die verstrichen ist, seit das Wasser in die Thermokline subduziert wurde.

Die Methode unterliegt einigen Einschränkungen:

- Die Teilchen müssen sich entlang von Isopyknen ausbreiten.
- Die Subduktionsraten werden bezüglich der einzelnen Datenpunkte ermittelt und erlauben es nicht, regionale Raten, wie im vorherigen Abschnitt, abzuleiten.
- Wird das Alter aus transienten Tracern, wie beispielsweise FCKWs bestimmt, ist es ein *Misch-Alter* und hat die damit verbundenen Unsicherheiten (vergl. Kap. 3.5).
- Der Breiten- und Längengrad der Absinkregion des untersuchten Partikels kann ohne ein detailliertes Strömungsbild nicht ermittelt werden. Volumetrische Absinkraten sind daher nicht zu ermitteln.
- Das Überqueren des Äquators ist für Wasserpartikel nicht möglich ($f_0/f \rightarrow \infty$).

Neben den Altersinformationen aus den FCKW Daten im Subtropenwirbel (I5 und I8) wurden für die nun gezeigte Untersuchung auch die Sauerstoff *Misch-Alter* aus den AOU Werte des Reid und Mantyla Datensatzes berechnet. Dadurch stand eine weitaus größere, jahreszeitlich unabhängige Datenbasis zur Verfügung. Um dem Einfluß der Vermischung mit Wasser aus dem Indonesischen Archipel zu vermeiden, wurden nur Daten südlich von 15°S analysiert. Der Ursprungsbreitengrad (f_0) jedes Datenpunktes wurde aus der Verteilung der winterlichen Dichte in der Tiefe der Oberflächenmischungsschicht bestimmt (Abbildung 4.16). Dazu wurden Breitengrad und Oberflächendichte über ein Polynom dritten Grades, nach der Methode der kleinsten Quadrate, einander angepaßt. Jedem zu analysierenden Datenpunkt konnte mit dieser Beziehung ein Ursprungsbreitengrad (f_0) unter der Annahme isopyknischer Ausbreitung zugeordnet werden.

Zur Einschätzung der Fehler wurden die Unsicherheiten in der Bestimmung der Verteilung von Dichte zum Breitengrad mit $\pm 2.5^\circ$ berücksichtigt (Abbildung 4.16, gestrichelte Linien).

Abbildung 4.17 zeigt die Subduktionsraten berechnet mit Hilfe der transienten Tracer Methode aus Sauerstoff *Misch-Alter* (graue Punkte) sowie FCKW *Misch-Alter* (weiße

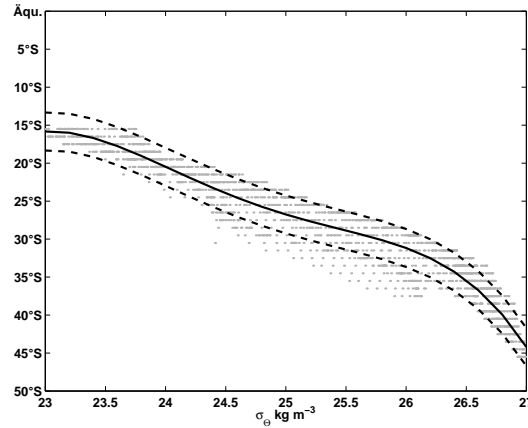


Abb. 4.16: Beziehung zwischen Breitengrad und Dichte in der Tiefe der winterlichen Oberflächenmischungsschicht. Die gestrichelte Linien gibt den Bereich $\pm 2.5^\circ$ an, der als Unsicherheit benutzt wurde.

Punkte). Zum Vergleich sind die mittleren Subduktionsraten aus der kinematischen Methode ebenfalls eingetragen (schwarze Linie, siehe auch Abb. 4.14). Grundsätzlich wird die Größenordnung der Subduktionsraten aus der kinematischen Methode durch die transiente Tracer Methode bestätigt. Die Subduktionsraten aus dem Sauerstoff *Misch-Alter* sind natürlich abhängig von den gewählten Sauerstoffzehrungsraten (OUR), welche für den Subtropenwirbel jedoch geringe Variabilität aufweisen (vergl. Abb. 3.9, links). Die

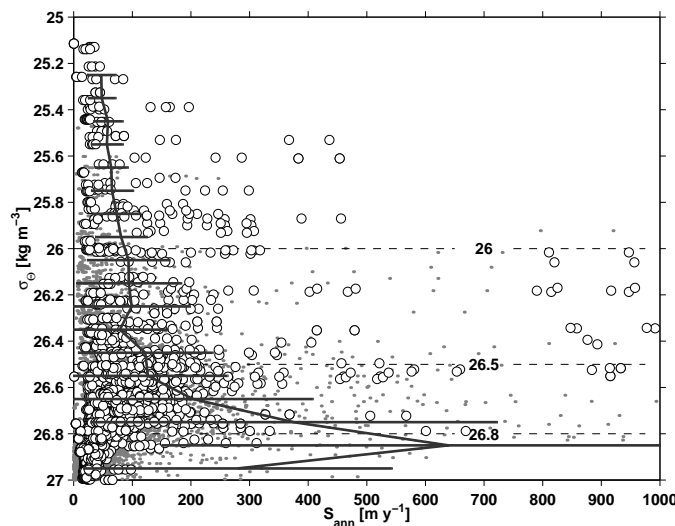


Abb. 4.17: Subduktionsraten berechnet mit der transienten Tracer Methode. Altersgradienten wurden aus dem Sauerstoff *Misch-Alter* (graue Punkte) für den Bereich 20°S bis 40°S des Reid und Mantyla Datensatzes berechnet. FCKW *Misch-Alter* wurden aus Daten der Expeditionen I5 und I8 berechnet (weiße Punkte). Die mittleren Subduktionsraten aus der kinematischen Methode sind zum Vergleich eingetragen (schwarze Linie).

FCKW *Misch-Alter* Analyse der Expeditionen I5, I8 und I9 bestätigt die Analyse mit den Sauerstoff *Misch-Alter* weitestgehend.

Im Dichtebereich der Modewasser sind hohe Subduktionsraten mit hoher Variabilität zu erkennen. Das bestätigt die Vermutung, daß hier zwei Prozesse parallel verlaufen die sehr unterschiedliche Subduktionsraten bedingen: der laterale Eintrag ist mit hohen Subduktionsraten verbunden, der vertikale Eintrag mit geringeren Raten.

Charakteristika subduzierter Wassermassen

Die Temperatur/Salzgehaltscharakteristik für Daten in der Tiefe der winterlichen Oberflächenmischungsschicht (Abbildung 4.18, links) zeigt die typische lineare T/S Beziehung des Indischen Zentralwassers (*Sverdrup et al.*, 1942). Zum Vergleich sind die T/S Daten der I5 Reise mit in das Diagramm eingetragen. Die Häufigkeitsverteilung dieser T/S

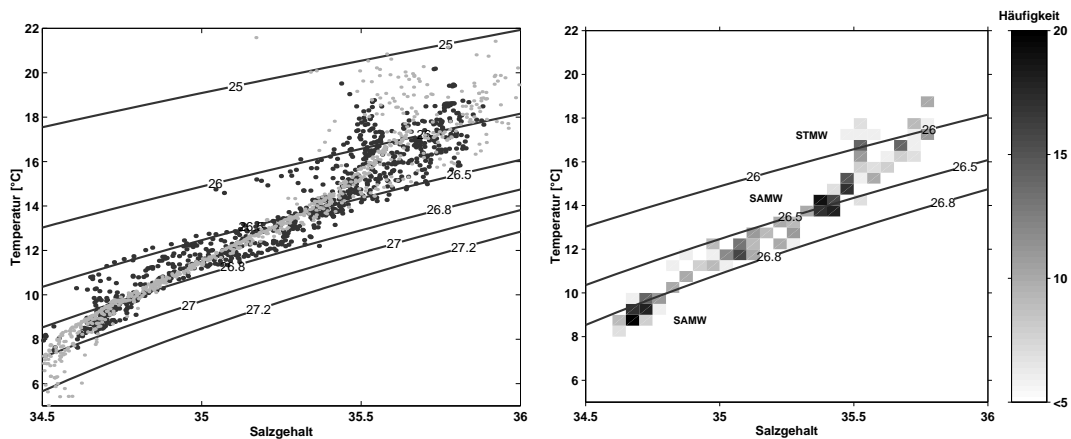


Abb. 4.18: (Links) Temperatur/Salzgehalts Diagramm des Wassers in der Tiefe der tiefsten Oberflächenmischungsschicht sowie zum Vergleich Daten I5 (hellgrau). (Rechts) Häufigkeitsverteilung der T/S Daten in der Tiefe der tiefsten Oberflächenmischungsschicht mit Dichtelinien der Modewasser.

Daten zeigt für die beiden Subantarktischen Modewasser (SAMW) vergleichsweise große Häufigkeiten (Abbildung 4.18, rechts). Sie sind in ihren T/S Eigenschaften aber nicht vom Zentralwasser zu unterscheiden.

Wird die Subduktionsrate eines Dichteintervalls über die zugehörige Fläche aufsummiert, lassen sich die mittleren Subduktionsraten in Volumentransporte subduzierten Wassers umwandeln. Das Subduktionsvolumen im Dichtebereich 25.3 bis 27.0 kg m^{-3} wurde so in $\Delta\sigma = 0.1 \text{ kg m}^{-3}$ Schritten analysiert. Es sind die durch die Ekmanpumpengeschwindigkeit eingebrachten Volumina (graue Linie), sowie das über aus den kinematischen Subduktionsraten errechneten Volumina (schwarze Linie) dargestellt. Kombinationen der Monate September und Oktober zeigen die Variabilität durch die Wahl des Monats der tiefsten Oberflächenmischungsschicht (Abbildung 4.19).

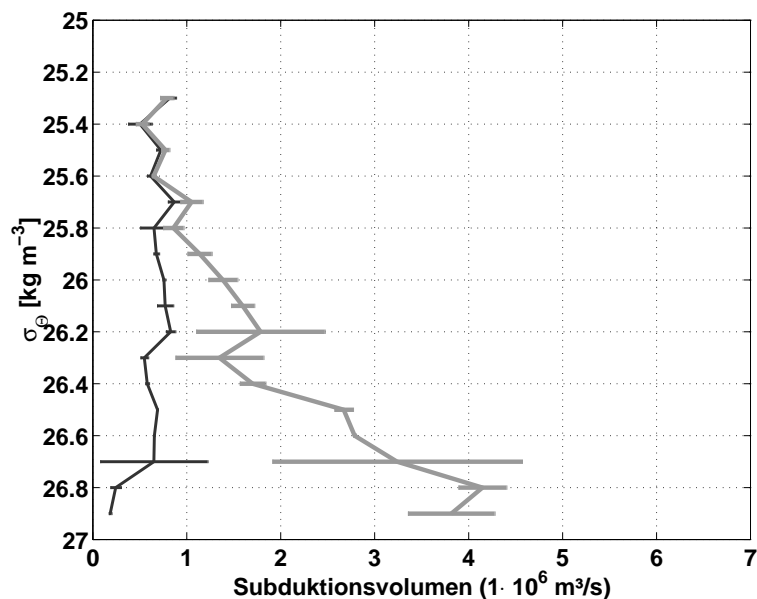


Abb. 4.19: Subduktionsvolumen in die Thermokline untersucht in $\Delta\sigma = 0.1 \text{ kg m}^{-3}$ Dichteklassen. (Schwarz) Transport durch Ekmanpumpinggeschwindigkeit, (grau) Transport aus mittlerer kinematischer Subduktionsrate.

Wie aus den mittleren Subduktionsraten (Abbildung 4.17) zu erwarten war, wird bis zu einer Dichte von 25.7 kg m^{-3} das Subduktionsvolumen durch die Ekmanpumpinggeschwindigkeit bestimmt. Zu höheren Dichten nimmt der Einfluß des lateral eingebrachten Volumens stark zu, und erreicht im Bereich des Subantarktischen Modewassers (26.8 kg m^{-3}) sein Maximum. Der Transport der einzelnen Komponenten wurde für den untersuchten Dichtebereich von 25.3 bis 26.9 kg m^{-3} aufsummiert (Tabelle 4.2). Der angegebene Fehler bezieht sich auf die Variation des Monats, in dem die Subduktion stattfindet. Im Vergleich mit den Transporten für den Nordatlantik und den Nordpazifik liegt der Gesamttransport in die Thermokline des Indischen Ozeans etwa in der Mitte.

Tab. 4.2: Transporte der am Subduktionsprozeß beteiligten Komponenten im Dichtebereich 25.3 bis 26.9 kg m^{-3} ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Vergleichswerte für den Nordatlantik (*Huang, 1990*) und Nordpazifik (*Huang und Russell, 1994*) sind ebenfalls angegeben.

	Volumentransporte		
	Südindik	Nordatlantik	Nordpazifik
Ekman Transport	$(13.0 \pm 0.9 \text{ Sv})$	(22.2 Sv)	(30.8 Sv)
effektiver Vertikaltransport	$11.3 \pm 0.8 \text{ Sv}$	17.5 Sv	25.1 Sv
lateral Transport	$21.4 \pm 2.0 \text{ Sv}$	9.5 Sv	10.1 Sv
Gesamttransport aus S_{ann}	$32.7 \pm 3.0 \text{ Sv}$	27.0 Sv	35.2 Sv

Der Transport aus der Ekmanpumpinggeschwindigkeit ist in Klammern gesetzt, da er nicht vollständig, sondern nur über die effektive Vertikalgeschwindigkeit, zur Subduktion beiträgt. Der laterale Transport im Indischen Ozean ist etwa doppelt so groß wie der in den Nordhemisphären der anderen beiden Ozeane. Ein Grund kann die Zonalausrichtung der tiefsten winterlichen Oberflächenmischungsschicht sein: Im Indischen Ozean ist diese südwärts geneigt und erlaubt, bei östlichen Strömungen (Südindischer Strom; *Stramma*, 1992), einen großen lateralen Eintrag. Leider liegen bisher für die Einträge in die Südhemisphäre der anderen Ozeane keine Vergleichsdaten vor. Das Verhältnis des Transports der sich nur aus der Ekmanpumpinggeschwindigkeit ergeben würde und dem Gesamttransport beträgt ungefähr Faktor 2.5 und bestätigt die Ergebnisse von *Sarmiento* (1983) und *Jenkins* (1982).

Tabelle 4.3 gibt die Tracercharakteristik des subduzierten Wassers an. Auf eine gesonderte Definition der Modewasser wurde verzichtet, da diese in der Zentralwasser Charakteristik aufgeht und beide in der OMP Analyse als eine Wassermasse (ICW) definiert werden. Eine Trennung in individuelle Wasser kann nach der Analyse über die biogeochemischen Änderungen erfolgen. Die Nährstoffdefinitionen wurden über eine Anpassung an die T/S Daten aus den Expeditionen I5 und I8 ermittelt.

Tab. 4.3: "Initiale" Definitionswerte der Gesamtheit des durch den Subduktionsprozeß in die Thermokline eingebrachten Wassers ICW. Die T/S Charakteristika ausgezeichneter Modewassersertypen sind: STMW 18°C/35.8; SAMW₁ 14.1°C/ 35.4; SAMW₂ 9.2°C/ 34.65

	Temperatur	Salzgehalt	O ₂	PO ₄	H ₄ SiO ₄	NO ₃	Volumen
ICW	18 – 9	35.8 – 34.65	230 – 260	0 – 1.1	0.5 – 5	0 – 15	32 Sv

Zusammenfassend ist zu den durch Subduktion in die Thermokline eingebrachten Wassermassen zu sagen: Das Zentralwasser wird durch den Vertikaltransport aufgrund von Divergenzen im Ekman Massentransport eingebracht. Ein Band von Modewässern wird durch den Austausch über die Subtropenfront lateral eingetragen. Der laterale Eintrag ist dabei im Indischen Ozean, verglichen mit Nordatlantik und Nordpazifik, um den Faktor 2 bis 3 mal höher. Dieses kann auf die Form der Subtropenfront in Kombination mit den dort auftretenden Geschwindigkeiten zurückgeführt werden. Für bestimmte Dichtebereiche lassen sich besonders hohe Subduktionsvolumen nachweisen. Diese stimmen mit den von *Fine* (1993) identifizierten Modewässern des Indischen Ozeans überein. Die Wassermassen (Zentralwasser und Modewasser) lassen sich initial in ihren Tracerwerten nicht unterscheiden. Initiale Definitionswerte werden daher als identisch angenommen und als ICW bezeichnet.

4.4.2 Wassermassen aus interner Vermischung

Die Ventilation eines Meeresgebietes durch Wassermassen, die in dem Gebiet durch interne Vermischung gebildet werden, kann nur lokal Bedeutung haben. Da die Formation nicht auf eine Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre zurückgeht, bringen sie keine "neuen" Informationen in den Ozean. Effektive Ventilationsvolumen sind nur in den Ausgangswassermassen zu suchen, die das Mischwasser bilden. Andererseits kann eine eigene Definition einer, durch interne Vermischung gebildeten Wassermasse, notwendig sein, wenn die Quellcharakteristika sich nicht mehr aus dem Mischprodukt reproduzieren lassen. Die Bildungsgebiete dieser Wassermassen sind Regionen, in denen besonders intensive Vermischung auftritt. Im Indischen Ozean ist das die äquatoriale Region, in der durch starke vertikale Geschwindigkeitsscherungen (*Luyten und Swallow, 1976*) intensive Vertikalvermischung auftreten kann (*Dengler und Quadfasel, eingereicht*). In diese Region ist das Indische Äquatorialwasser (IEW) zu finden.

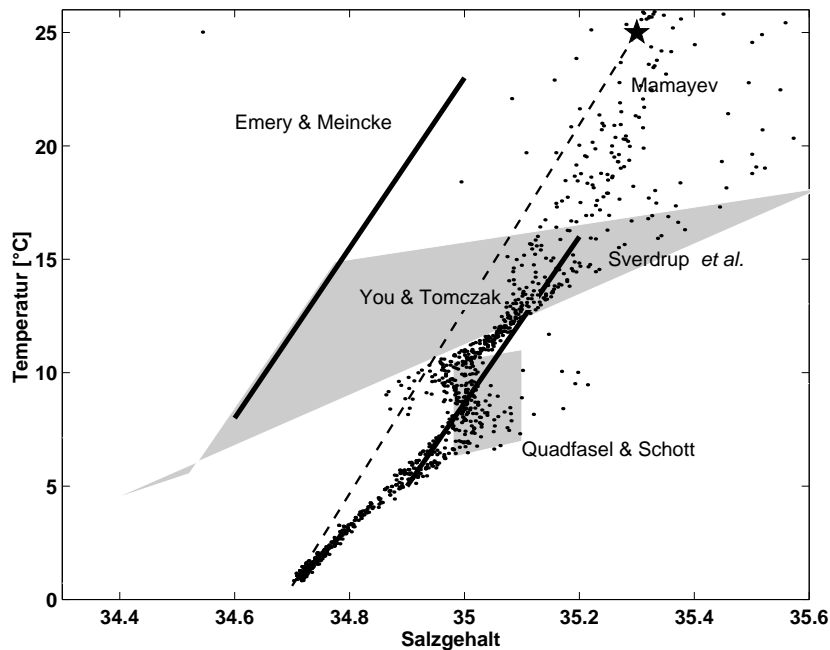


Abb. 4.20: Einige Definitionen für das IEW relativ zu Datenpunkten des Reid und Mantyla Datensatzes in Äquatornähe.

Betrachtet man einige Definitionen und vergleicht diese mit Datenpunkten in Äquatornähe, wird die Unsicherheit in der Definition deutlich (Abbildung 4.20). So unterschiedlich die Definitionen sind, so sehen alle das IEW als ein Mischprodukt aus anderen Wassermassen an und nicht als eine Wassermasse, die durch Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre entstanden ist. Aus der charakteristischen 'S' Form des T/S Diagramms läßt sich der Einfluß des Roten Meer Wassers (RSW) ableiten. *Quadfasel und*

Schott (1982) fanden das IEW entlang der afrikanischen Küste, wo es im Unterstrom südwärts transportiert wird. *Sverdrup et al.* (1942) definierten das IEW als Wassermasse mit einer linearen T/S Eigenschaft. Die Definition liegt gut in den äquatorialen Beobachtungen, berücksichtigt jedoch nicht die 'S' Form. *Mamayev* (1975) legte das IEW als Punkt im T/S Raum fest (bei 25°C, 35.3), davon ausgehend, daß intensive Vertikalvermischung im Ozean stattfindet, die das beobachtete Feld erklären. *Quadfasel und Schott* (1982) definierten das IEW im Dichtebereich $\sigma_\theta=26.85$ bis 27.5 kg m^{-3} , der durch eine Homogenität im Salzgehalt (34.98 bis 35.10) charakterisiert ist. Sie erwähnen eine persönliche Mitteilung von B. Warren, der die Quellen des IEW im Zwischenwasser und Wasser aus dem Indonesischen Einstrom sieht. *Emery und Meincke* (1986) geben keine Quellwassermassen an, dafür aber eine Quellregion südlich des Äquator, im zentralen Indischen Ozean. Ihre Definition ist deckungsgleich mit der des Wassers aus dem Indopazifischen Einstrom (AAMW) von *You und Tomczak* (1993). Diese sehen das IEW als eine Mischung von Zentralwasser (ICW) und ebendiesem AAMW. Sie definieren das IEW ebenfalls als einen Bereich im T/S Diagramm.

In der folgenden Untersuchung wird geprüft, ob sich die Charakteristika des IEW, als ein Resultat intensiver Vertikalvermischung erklären lassen.

Dazu werden: (1) die meridionale Abgrenzung der äquatorialen Wassermasseneigenschaften zur Umgebung untersucht. (2) Die zonale Homogenisierung und mittlere Ausbreitung untersucht. Sowie (3), mit einem ein-dimensionalen vertikalen Vermischungsmodell der Entstehungsmechanismus durch verstärkte Vertikalvermischung untersucht.

Ist das IEW eine Wassermasse?

Bei Mischwassermassen stellt sich die Frage, ab wann das Wasser so "vermischt" ist, daß es als eine eigenständige Wassermasse angesehen werden muß.

Im Indischen Ozean legen CTD Daten entlang des Äquators eine Dreiteilung der Wassersäule aufgrund der T/S Eigenschaften nah (Abbildung 4.21):

- Eine obere Schicht im Dichtebereich $\sigma_\theta=26$ bis 26.85 kg m^{-3} , in der die Vertikalstruktur des Salzgehalts instabil bezüglich der Dichte ist, bei steigendem Salzgehalt nimmt die Dichte ab.
- Eine Zwischenschicht (von $\sigma_\theta=26.85$ bis 27.25 kg m^{-3}), die stabile bis homogene Salzgehaltsverhältnisse bezüglich der Dichte aufweist.
- Eine untere Schicht, die im Salzgehalt wieder instabil bezüglich der Dichte ist.

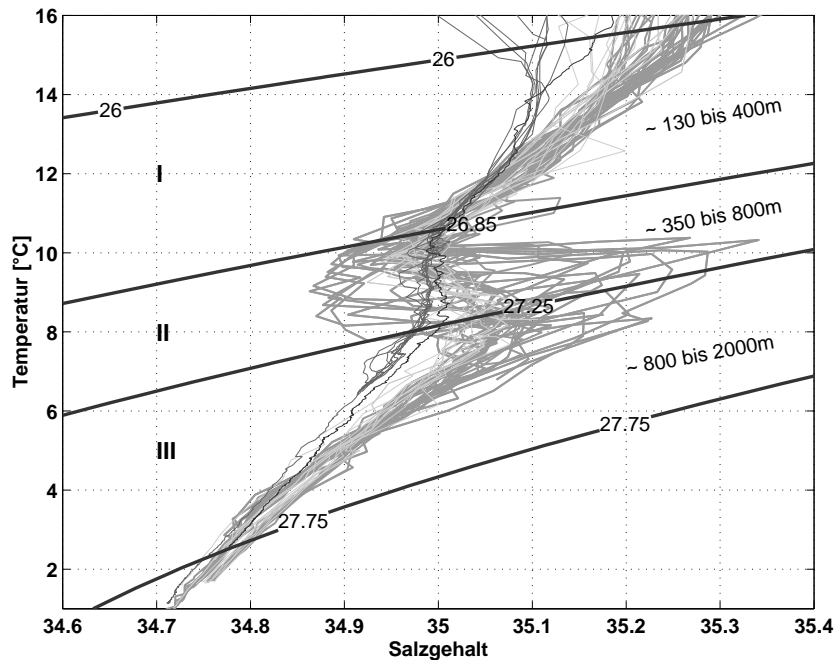


Abb. 4.21: Temperatur/Salzgehaltscharakteristik von CTD Daten entlang des Äquators. Je heller die Linien sind, desto westlicher ist die CTD Station.

Ffield und Gordon (1992) zeigten, wie durch intensive Vermischung mit einer Homogenisierung des Salzgehaltes zu rechnen ist. Die Äquatorialregion des Indischen Ozeans wird jetzt ebenfalls auf eine Homogenisierung im Salzgehalt untersucht. Die Untersuchung wurde für die zweite Schicht (Zwischenschicht von $\sigma_\theta = 26.85$ bis 27.25 kg m^{-3}) durchgeführt, da hier die Homogenisierung am deutlichsten wird.

Mit den Daten, die in der äquatorialen Region vorlagen, wurden die meridionale und zonale Untersuchung angestellt. Zur Meridionaluntersuchung wurden CTD Daten der M32 Reisen (M32/4 und M32/1), entlang des 80°O Schnittes und im Bereich 90°O benutzt (Abbildung 4.22, oben). Eine Zonaluntersuchung wurde mit den Reid und Mantyla Daten durchgeführt (Abbildung 4.22, unten).

Zur Untersuchung der meridionalen Struktur wurden die Standardabweichungen und die Mittelwerte der Salzgehalte über die zweite Schicht berechnet. Bei einer ausgezeichneten Homogenisierung des Äquators, wird eine geringere Standardabweichung, als Ausdruck der Homogenität erwartet. Die Breite der Homogenisierungszone sollte als Sattelpunkt im Mittelwert gesehen werden. In Abbildung 4.23 (oben) ist die Homogenität am Äquator als Minimum in der Standardabweichung gut zu sehen, einzig die westlichsten Stationen zeigen ein Minimum südlich des Äquators. Diese Verschiebung stimmt mit den Beobachtungen von *Leetmaa und Stommel* (1980) überein, die im westlichen Indischen Ozean eine Verschiebung in der Achse des Äquatorialen Stromsystems nach Süden,

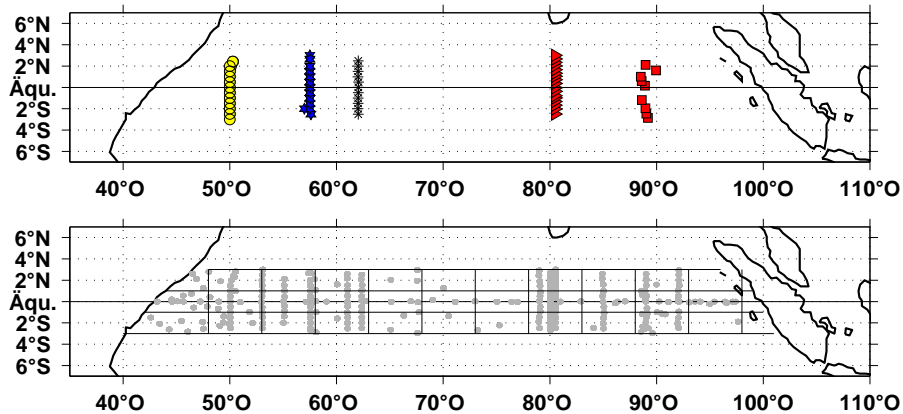


Abb. 4.22: (Oben) Positionen der CTD Daten zur Untersuchung der Merdionalstruktur (Unten) Position der Flaschendaten zur Untersuchung der Zonalstruktur.

abhängig vom Monsun, beobachteten. Generell kann eine nach Osten zunehmende Homogenisierung, entlang des Äquators gesehen werden. Der Mittelwert (Abbildung 4.23, unten) läßt eine genaue Auflösung der Homogenisierungsbreite durch den zu großen Stationsabstand nicht zu. Die östlichen Daten legen einen Wert um ca. 0.5° um den Äquator nahe.

Die zonale Struktur wurde in einzelnen Boxen untersucht: drei zonale Bänder um den Äquator von 2° Breite wurden in 5° breiten Zonalboxen aufgeteilt (Abb. 4.22, un-

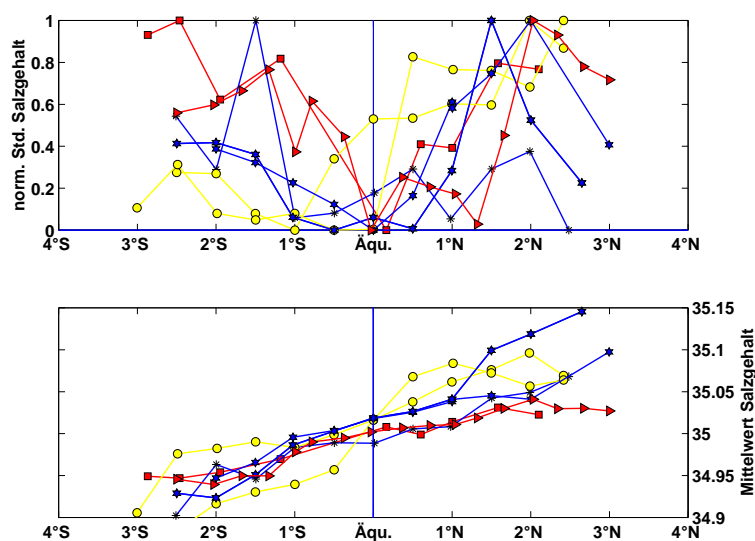


Abb. 4.23: (Oben) Meridional normalisierte Standardabweichung im Salzgehalt aus CTD Daten der zweiten Schicht. (Unten) Meridionaler Mittelwert des Salzgehalts der zweiten Schicht aus CTD Daten. Stationsverteilung: siehe Abb. 4.22, oben.

ten). In diesen Boxen wurden wiederum Mittelwert und Standardabweichung berechnet. Die Homogenität (Mittelwert bei $S=34.99$) in der äquatorialen Box (Sterne) ist gut zu

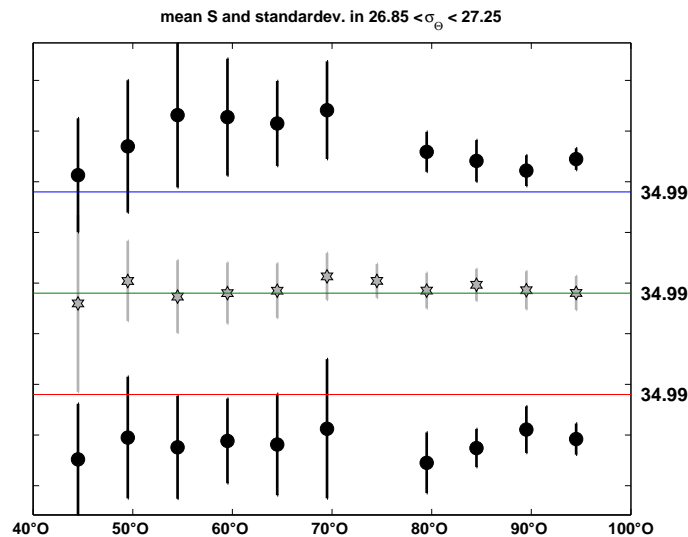


Abb. 4.24: Untersuchung des Zonalverhaltens der zweiten Schicht in 5° breiten Boxen. Stationsverteilung: siehe Abb. 4.22, unten.

erkennen (Abbildung 4.24). Die nach Osten abnehmende Standardabweichung, als Ausdruck der Homogenisierung nach Osten, wird ebenfalls wieder deutlich. Im nördlichen und südlichen Band (Punkte) ist die Variabilität weitaus größer, was sich in den größeren Standardabweichungen bzw. stärkeren Schwankungen der Boxmittelwerte zeigt.

Entstehungsmechanismus des IEW

Luyten und Swallow (1976) beobachteten im Indischen Ozean ein Alternieren der Zonalgeschwindigkeiten bis in große Tiefen. *Luyten und Roemmich* (1982) untersuchten Strömungsdaten aus Verankerungen im westlichen äquatorialen Bereich. Die Strömungsmuster ließen sich durch die Überlagerung einer ostwärts propagierenden, äquatorialen Kelvin Welle und einer westwärts propagierenden, langen Rossby Welle interpretieren. Als Anregung fanden die Autoren ein bereits von *Wyrtki* (1973) dokumentiertes Halbjahres Signal im Wind. Starke westliche Winde, die in der Zeit zwischen den Monsunen auftreten, führen zu einem Anstau von Wasser vor der afrikanischen Küste. Läßt der Wind nach, wird ein ostwärtiger Jet angeregt, der Wyrtki Jet. Bei der Propagation tritt auch ein vertikaler Transfer der Energie auf, der möglicherweise zu den beobachteten Stromscherungen führen kann. Diese können mit verstärkter Vermischung verbunden sein. *Dengler und Quadfasel* (eingereicht) berechneten aus den Scherspekten direkter Strömungsmessungen in Äquatornähe die Dissipationsraten. Sie gelangten dabei zu einem, im Vergleich

mit dem Pazifik, 10 bis 15-fach erhöhten Dissipationswert. Dieser entspricht einem turbulenten Diffusionskoeffizienten in der Größenordnung $1.5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Mit Hilfe eines ein-dimensionalen Vermischungsmodells wurde die Hypothese der “Erzeugung” von IEW geprüft. Mittlere Profile der Temperatur und des Salzgehalts aus der westlichen Region des Äquators dienten dabei als Randbedingung für das Modell.

$$\frac{dC}{dt} = A_C \frac{\partial^2 C}{\partial^2 z} \quad (4.6)$$

C ist darin die Konzentration von Salzgehalt und Temperatur, t die Zeit und A_C der Austauschkoeffizient. Das Modell wurde mit einem Crank-Nicolson Finite-Differenzen Schema (*Crank und Nicolson*, 1947), vorwärts in der Zeit und zentral im Raum, gelöst. Die Diskretisierung wurde dem Skript zu Vorlesung “*Einführung in die Modellierung physikalischer Prozesse im Meere*” von Prof. J. O. Backhaus, Institut für Meereskunde, Universität Hamburg, entnommen. Für die gewählten Zeit- und Raumvorgaben kann das Verfahren als stabil angesehen werden. Zwei unterschiedliche Diffusionskoeffizienten wurden benutzt: $A_C = 1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, der die mittleren Verhältnisse im Ozean widerspiegelt und $A_C = 1.5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, eine um den Faktor 15 erhöhte Austausch, wie er von *Dengler und Quadfasel* (eingereicht) nachgewiesen wurde. Als Zeitschritt wurde ein Monat bei einer Simulationsdauer von 10 Jahren gewählt. Die Ergebnisse (Abbildung 4.25) zeigen,

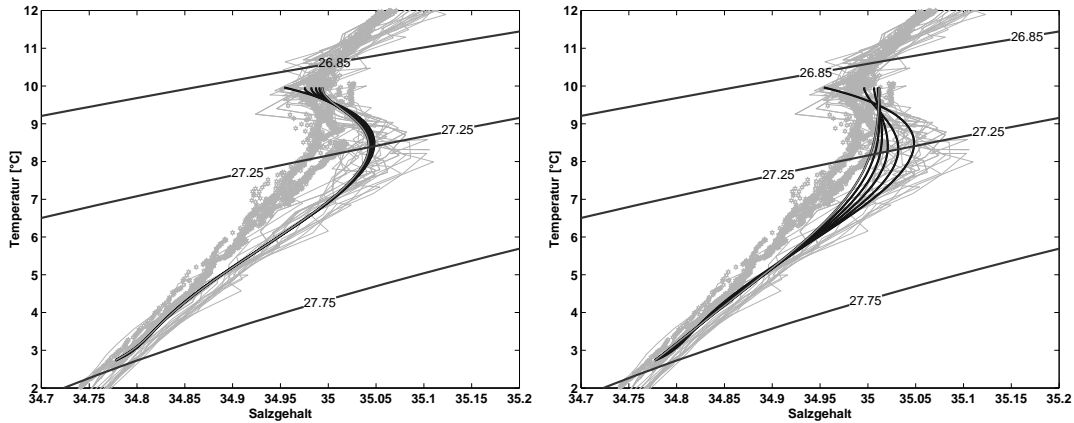


Abb. 4.25: T/S Diagramm der simulierten Temperatur und Salzgehaltsprofile. (links) Mittlere Verhältnisse im Ozean mit $A_C = 1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, (rechts) um den Faktor 15 erhöhter vertikaler Vermischungskoeffizient $A_C = 1.5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

daß sich der T/S Verlauf mit Hilfe dieses einfachen Modells bei einer um den Faktor 15 erhöhten Vertikalvermischung gut simulieren lassen.

Im weiteren soll die Zone, in der die Homogenisierung am ausgeprägtesten auftritt (Schicht 2), mit dem Indische Äquatorialwasser (IEW) verbunden sein. Im Osten besitzt die Wassermasse einen Salzgehalt von 34.99 im Temperaturbereich 8°C bis 10°C

(Dichtebereich $\sigma_\theta=26.85$ bis 27.25 kg m^{-3}). Die Quellwasser sind das in der Tiefe an der afrikanischen Küste nach Süden transportierte Rote Meer Wasser (*Quadfasel und Schott*, 1982). Beiträge vom Antarktischen Zwischenwasser und Wasser aus dem Indonesischen Archipel sind zudem möglich (*You*, 1998).

Tab. 4.4: Charakteristik des durch interne Vermischung erzeugten Indischen Äquatorialwassers (IEW). Das Volumen das dieses Wasser einnimmt entfällt, da es ein Mischwasser ist.

	Temp.	Salz	O ₂	PO ₄	NO ₃	H ₄ SiO ₄	Volumen
mittleres Indisches Äquatorialwasser (IEW)	8.5	34.99	60	2.5	50	35	entfällt

Zusammenfassend ist zu sagen, daß die Formation des IEW plausibel beschrieben werden konnte. Es konnte durch die Untersuchung gezeigt werden, daß der Äquator eine Wassermassen-Barriere darstellt, wie es auch schon *Sharma* (1976) und *You und Tomczak* (1993) erwähnen. Das ein-dimensionale Vermischungsmodell erlaubt es die beobachteten Änderungen in den Profilen von Temperatur und Salzgehalt zu simulieren. Dabei werden gute Ergebnisse erzielt, wenn der turbulenten Diffusionskoeffizienten um den Faktor 15 höher als im Mittel gewählt wurde ($A_C = 1.5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Da das IEW in der Übergangszone zum tiefen Ozean zu finden ist, hat es nur einen geringen Einfluß auf die Wassermassenzusammensetzung der Thermokline. Nur eine mittlere Charakteristik soll bei der Analyse berücksichtigt werden.

4.4.3 Importierte Wassermassen

Importierte Wassermassen spielen für die Wassermassenstruktur des Indischen Ozean eine wichtige Rolle. Es sollen nun diese Wassermassen aufgelistet und ihre Charakteristika aus Literaturangaben sowie aus eigenen Daten festgelegt werden.

Rotes Meer Wasser und Persischer Golf Wasser

Die Einströme der salzreichen Wassermassen des Roten Meeres und des Persischen Golfes prägen die T/S Charakteristik der Nordhemisphäre in mittleren Tiefen entscheidend (*Rochford*, 1964b). Sie lassen sich bis vor die südafrikanische Küste verfolgen (*Gründlingh*, 1985; *Toole und Warren*, 1993; *Beal und Bryden*, 1999). Der Einstrom in den Indischen Ozean erfolgt bei beiden Wassermassen über eine Schwelle, sodaß Vermischung mit nachfolgendem Entrainment durch das Umgebungswasser auftritt (*Banse*, 1997).

Der Austausch des Roten Meeres mit dem Indischen Ozean bzw. zunächst mit dem Golf von Aden, erfolgt über die Straße von Bab-el Mandeb. Die Silltiefe beträgt 137 m

(*Maillard und Soliman*, 1986). Der mittlere Volumentransport vom Roten Meer in den Indischen Ozean wurde aus Messungen mit verankerten ADCP's als 0.35 Sv bis 0.37 Sv bestimmt (*Murray und Johns*, 1997), der Transport variiert dabei zwischen 0.05 Sv bis 0.7 Sv. Das warme und sehr salzreiche Wasser sinkt entlang des Bodens in verhältnismässig große Tiefen des Golf von Aden ab (ca. 500 m bis 800 m nach *Wyrski*, 1971). Das Ausstromwasser (RSW) bekommt seine Charakteristik durch die Vermischung beim Überströmen der Schwelle und nachfolgender Ausbreitung am Hang (*Maillard und Soliman*, 1986). Würde die Vermischung nicht stattfinden, so wäre das RSW bei ca. 1200 m Tiefe zu finden sein (*Wyrski*, 1971). *Wyrski* (1971) gibt 27.2 kg m^{-3} als Dichte der Kernschicht des RSW an, *Mecking* (1997) die 27.35 kg m^{-3} . Die Charakteristika in Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff und Nährstoffen verändern sich dabei stetig durch die Vermischung mit dem Umgebungswasser im Golf von Aden. *Maillard und Soliman* (1986) geben 20.5°C als Kerntemperatur und 39 als Salzgehalt an, die auch von *Mecking* (1997) bestätigt werden. Aus Daten der M32/1 Reise konnte 21°C und 38.7 bei $75 \mu\text{mol kg}^{-1}$ Sauerstoff ermittelt werden.

Der Austausch vom Persischen Golf mit dem Indischen Ozean bzw. dem Golf von Oman, findet über die Straße von Hormus statt. Die Silltiefe beträgt hier 90 m. Die Wassermasse wird, wie im Falle des RSW, durch Vermischung bei überströmen des Sills modifiziert. Starke Gezeitenströmungen spielen dabei eine Rolle (*Banse*, 1997). *Banse*

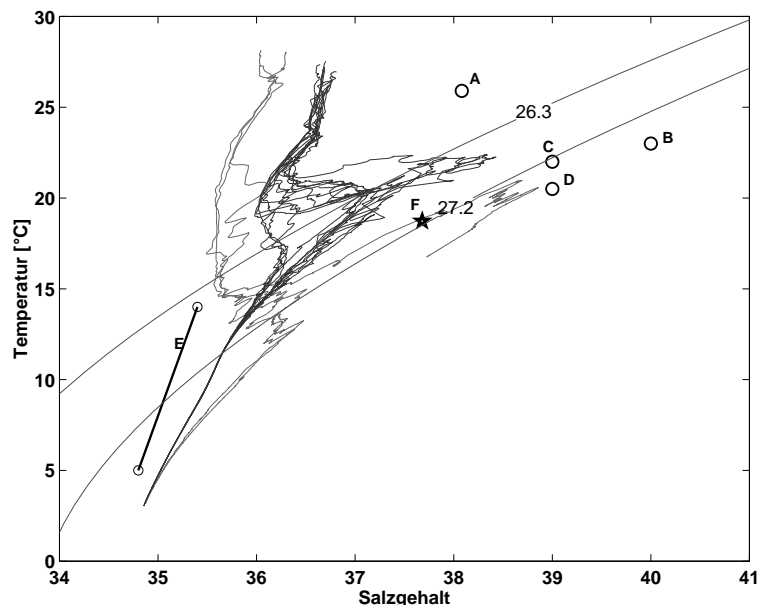


Abb. 4.26: Definitionen des RSW und PGW relativ zu M32/1 Daten im Einstromgebiet dieser Wassermassen. Definitionswerte: A=*You und Tomczak* (1993), B=*Mamayev* (1975), C=*Tomczak und Godfrey* (1994), D=*Maillard und Soliman* (1986) E=*Emery und Meincke* (1986) und F=eigene Definition.

(1997) ermittelte einen saisonalen Eintrag mit Quellen beim Salzgehalt von 37.5 und 38, sowie Dichten von 26.30 und 26.95 kg m^{-3} . Aus den M32/1 Daten lassen sich ein Salzgehalt von 37.2, eine Temperatur von 21°C und ein Sauerstoff von $55 \mu\text{mol kg}^{-1}$ bei einer Dichte von 26.45 kg m^{-3} ableiten. Der Volumentransport wird von *Koske* (1972) mit 0.08 Sv angegeben, wobei saisonale Fluktuationen beobachtet wurden (*Banse*, 1997). Da beide Wassermassen, RSW und PGW, schnell ihre extreme Charakteristik verlieren, wird in dieser Arbeit dem Beispiel von *You und Tomczak* (1993) gefolgt und nur eine Definition für beide Wassermassen angegeben (siehe Tabelle 4.5)

Der Indopazifische Einstrom (Australasiatisches Mittelmeerwasser)

Aus dem Indonesischen Archipel strömt salzarmes Wasser mit einem nahezu konstanten Salzgehalt über einen großen Temperaturbereich in den Indischen Ozean ein, das als Australasiatisches Mittelmeerwasser (AAMW) bezeichnet wird. Die Charakteristik wird

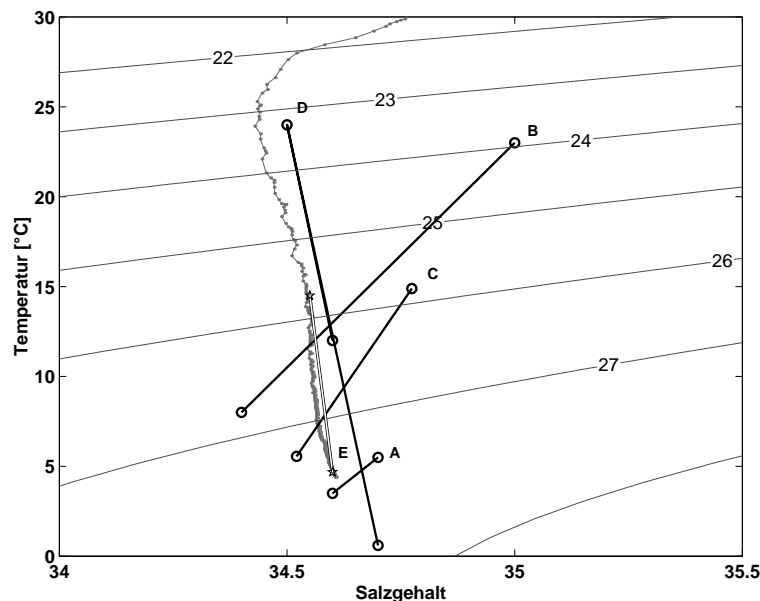


Abb. 4.27: Definitionen des AAMW relativ zu Daten in der Tiomor See (FRANKLIN FR 03/88). Definitionen von: A+B=*Emery und Meincke* (1986), C=*You und Tomczak* (1993), D=*Mamayev* (1975) und E=eigene Definition (*Karstensen*, 1994).

durch intensive gezeitenbedingte Vermischung beim Durchströmen des Indonesischen Archipels (*Ffield und Gordon*, 1992) verursacht. *Emery und Meincke* (1986) gaben für das ausströmende Wasser, welches sie Indonesian Upper Water und Indonesian Intermediate Water nannten, den Temperaturbereich 8°C bis 23°C sowie 3.5°C bis 5.5°C an, bei Salzgehalten von 34.6 bis 35 bzw. 34.6 bis 34.7.

Aus Daten der FR03/88 Reise (Timor See) wurde der Bereich 8.1°C bis 10°C bei

34.56 Salzgehalt, sowie 10°C bis 16.4°C bei 34.56 bis 34.55 Salzgehalt als Quellcharakteristik ermittelt. Der Volumentransport in den Indischen Ozean wird mit 4 Sv bis 12 Sv (*Gordon et al.*, 1997) angegeben, wobei 7 Sv als ein Mittelwert für die oberen 1000 m angesehen werden kann. Der Einstrom unterliegt starken saisonalen und interannuellen Schwankungen. Letztere können mit dem ENSO ("El Nino Southern Oscillation") in Verbindung gebracht werden (*Meyers*, 1996) und bis zu 5 Sv Transportminderung verursachen. *Jean-Baptiste et al.* (1997) ermittelten mit Hilfe von Tritium/³He Daten einen Einstrom von 0.1 Sv bis 1 Sv für den Bereich 800 m bis 1400 m.

Antarktisches Zwischenwasser

Das Wasser des tiefen Salzgehaltsminimums, das sich auf der Isopykne $\sigma_\theta=27.2 \text{ kg m}^{-3}$ von Süden in den Indischen Ozean ausbreitet, ist das Antarktische Zwischenwasser (AAIW). Es bildet den Übergang zwischen der Thermokline und dem tiefen Ozean.

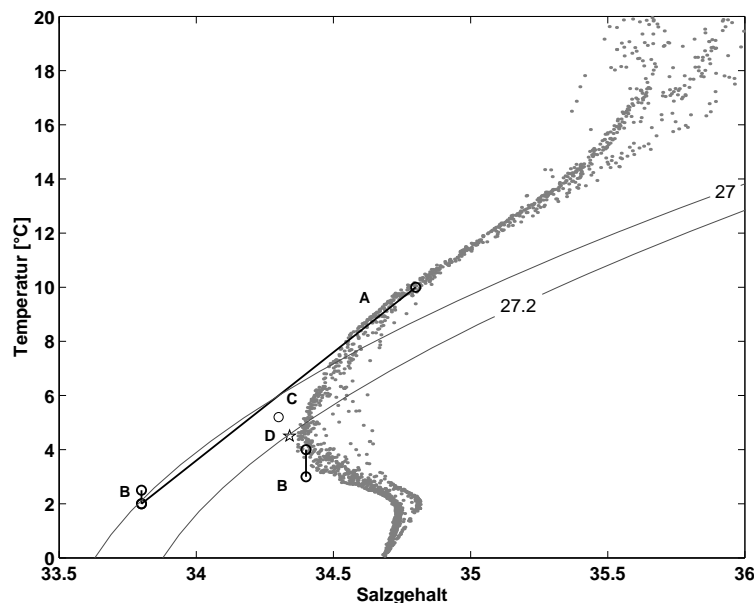


Abb. 4.28: Definitionen des AAIW relativ zu WOCE I8/I9 Daten im südlichen Indischen Ozean. Definitionen von: A=*Emery und Meincke* (1986), B=*Tomczak und Godfrey* (1994), C=*Mamayev* (1975), D=*Thompson und Edwards* (1981) und eigene Definition.

McCartney (1977), *McCartney* (1982) und *England et al.* (1993) grenzen das Entstehungsgebiet auf den Südostpazifik und den Südwestatlantik ein. Warmes Wasser wird im Ostaustralstrom südwärts und dann ostwärts transportiert, wo es durch Kontakt mit der Atmosphäre abkühlt. Vermischung mit salzarmen Wasser, das durch nordwärtigen Ekmantransport über die Polarfront transportiert wird, führt zu einer weiteren Salzabnahme auf seinem Weg durch den Südpazifik (*England et al.*, 1993).

Von dort wird es mit dem Zirkumpolarstrom in alle Ozeane transportiert. Benutzt man das Salzgehaltsminimum als die hydrographische Charakteristik des AAIW, ist die Definition leicht zu treffen. In dieser Arbeit wurde die Definition von *Thompson und Edwards* (1981) übernommen: Temperatur bei 4.5°C und Salzgehalt von 34.34 an. *Tomczak und Godfrey* (1994) geben als Quellcharakteristik 2.0°C bis 2.5°C bei 33.8 Salzgehalt an, die jedoch beim Erreichen des Subtropenwirbels 3°C bis 4°C und einen Salzgehalt von 34.3 aufweisen. *Emery und Meincke* (1986) geben den Temperaturbereich 2°C bis 10°C bei einem Salzgehalt von 33.8 bis 34.8 an.

Die Volumentransporte des AAIW in den Indischen Ozean sind schwer abzuschätzen. Ergebnisse aus dem FRAM ("Fine Resolution Antarctic Model") legen die Größenordnung 4 Sv nahe (*Saunders und Thompson*, 1993) die auch von Zenk (pers. Mitteilung) bestätigt werden.

Tabelle 4.5 zeigt eine Übersicht der importierten Wassermassen die auf die Thermoklinenventilation einen Einfluß haben können.

Tab. 4.5: Charakteristika der importierten Wassermassen.

	Temp.	Salz	O ₂	PO ₄	H ₄ SiO ₄	NO ₃	Vol.
RSW/PGW	18.7	37.7	50	1.56	19.2	19.7	0.5
AAMW	16.4 – 10	34.55 – 34.56	100 – 91	1.4 – 2.1	25 – 48	19 – 30	7
	10 – 8.1	34.56	91	2.1	48 – 40	30	
AAIW	4.5	34.35	210	2.2	35	32	4 Sv

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß eine verhältnismäßig große Anzahl importierter Wassermassen Einfluß auf die Thermoklinenzusammensetzung nimmt. Dabei kommen die Wassermassen hauptsächlich mit Extremwerten in das Gebiet: salzreich (RSW/PGW) und salzarm (AAMW, AAIW).

4.5 Zusammenfassung

Zur Formation und Zusammensetzung der Wassermassen der Thermokline kann zusammenfassend gesagt werden:

- Die mittleren Oberflächendichteflüsse besitzen im Gebiet südlich der Subtropenfront (40°S) Werte, die konvektive Wassermassenbildung ermöglichen.
- Eine Zone mit verstärkten halinen Oberflächendichteflüssen wurde im Osten zwischen 20°S und 30°S gefunden. Auch die doppeldiffusiven Flüsse zeigen hier erhöhte Werte.
- Als neugebildete Wassermassen werden das Indische Zentralwasser, durch windgetriebene Subduktion, und ein Band von Modewassern, durch laterale Subduktion, bestimmt.
- Die beiden Subduktionswassermassen existieren im Bereich 25.3 bis 26.8 kg m⁻³ nebeneinander, wobei die Modewasser das doppelte Volumen zur Ventilation beisteuern.
- Am Äquator konnte die Existenz eines homogenen Wasserkörpers nachgewiesen werden, der dem Indischen Äquatorialwasser zugeordnet wird. Die Formation wurde auf verstärkte vertikale Vermischung zurückgeführt. Das Indische Äquatorialwasser beeinflusst die Thermokline jedoch nur an ihrem Übergang zum tiefen Ozean.
- Importierte Wassermassen im Dichtebereich 25.3 bis 26.8 kg m⁻³ sind das Rote Meer/Persischer Golf Wasser und das Wasser des Indopazifischen Einstroms.
- Das Antarktische Zwischenwasser liegt am Übergangsbereich zwischen Thermokline und tiefem Ozean.

5. OMP Analyse der Datensätze

Im vorangegangenen Kapitel wurden die Charakteristika der Wassermassen, die an der Zusammensetzung der Thermokline beteiligt sind, festgelegt. Diese finden jetzt, als Quellwassertypen, Eingang in die OMP Analyse. Aus den zur Verfügung stehenden Datensätzen wird damit der Einfluß der Vermischung und der biogeochemischen Änderungen am Beobachtungswert berechnet. Es werden dazu die Quellwasserdefinitionen für alle Tracer in allen Untersuchungsgebieten beibehalten, um eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse zu gewährleisten.

Die gesamte Analyse konzentriert sich auf den Dichtebereich, der als Haupteintragsbereich durch die Subduktion identifiziert wurde: $\sigma_\theta=25.3$ bis 26.9 kg m^{-3} . Zusätzlich werden Quellwasser außerhalb dieses Dichtebereichs berücksichtigt, da diese durch Vermischung ebenfalls die darüberliegenden Schichten beeinflussen können (*Tomczak und Godfrey, 1994*). Die volumetrisch größten Einträge der Modewasser wurden im Abschnitt 4.4 bei $\sigma_\theta=26.5$ und 26.8 kg m^{-3} gefunden. Diese Isopyknen sind in den folgenden Abbildungen hervorgehoben.

Die Analysenreihenfolge orientiert sich an der vermuteten Ventilationsrichtung von Süd nach Nord, wobei **Untersuchungsregionen** fett gedruckt sind und [*die Datensätze kursiv und in Klammern vermerkt werden*]:

Südhemisphäre:

Im Abschnitt 4.4 wurde der Eintrag von Zentralwasser und Modewasser in den **Subtropenwirbel** analysiert. Beide Wassermassen haben initial weitestgehend identische Tracercharakteristika, unterscheiden sich aber im "Alter". Beide Wasser werden daher mit identischen Charakteristika als ICW in die OMP Analyse des Subtropenwirbels [*I5, Südteil I5 Ost, I8*] eingebracht. Die Wassermassenverteilung ist daher sehr homogen, allein in den biogeochemischen Änderungen sind die Unterschiede zu erkennen. Diese Wasser treffen an der Nordseite des Subtropenwirbels auf das AAMW, das mit dem Südäquatorialstrom aus dem **Indopazifischen Einstrom** westwärts transportiert wird. Bei ca. 15°S (*Gordon et al., 1997*) entsteht eine Front zwischen dem salzreichen Wasser aus dem Subtropenwirbel und dem vergleichsweise salzarmen AAMW [*JADE 89, FR09/87*]. Ein Zonalschnitt bei ca. 8°S folgt als Analyse der Wassermassenverteilung im **tropischen Indischen Ozean** im Übergang zur Äquatorialregion [*I2*]. Anteile des Indonesischen

Einstroms (AAMW), des Wassers aus dem Subtropenwirbel (ICW) und des Indischen Äquatorialwassers (IEW) sollten an der Zusammensetzung beteiligt sein. Immer noch in der Südhemisphäre teilt sich im Westen die Zirkulation in eine nördliche und eine südliche Komponente. Dabei spielt der vorherrschende Monsun eine wichtige Rolle im weiteren Schicksal des Wassers. Nach Süden wird das Wasser im Subtropenwirbel rezirkuliert, nach Norden ermöglichen die Randströme einen Transport in die Nordhemisphäre.

Nordhemisphäre:

Die Randströme transportieren das Thermoklinenwasser aus der Südhemisphäre in die Nordhemisphäre. Da die Nordhemisphäre keine eigene Subduktionszone für Thermoklinenwasser besitzt, wird sich das Südhemisphärenwasser hauptsächlich mit importiertem Wasser aus dem Roten Meer und dem Persischen Golf mischen. In der **Arabischen See** sind noch verhältnismäßig hohe Anteile der Randmeerquellen zu erwarten [M32/4]. Für den Zonaltransport des Wassers aus der Randstromregion ist monsunabhängig der Nordäquatorialstrom oder der Monsunstrom verantwortlich. Entlang eines **Schnitts bei 80°O** standen zwei Datensätze zur Verfügung, die in unterschiedlichen Monsunphasen aufgenommen wurden. Die Monsunabhängigkeit der Wassermassenanteile und der biogeochemischen Änderungen konnte damit bestimmt werden [FR08/94, I5Ost].

Wassermassen und OMP Analyse

Um die Ergebnisse der OMP Analyse für die einzelnen Regionen vergleichen zu können wurde nur ein Satz von Quellwassertypen benutzt (Tabelle 5.1). Diese Vorgehensweise ist durch die Anwendung der erweiterten OMP Analyse, die auch biogeochemische Änderungen berücksichtigt, möglich.

Die zur Analyse nötige Gewichtung der einzelnen Tracer geschieht über das Verhältnis der Bandbreite der Tracerwerte in der Quellwassertypenmatrix relativ zur Variabilität in den Quellregionen (vergl. Abschnitt 3.3). Da ICW und AAMW als einzige Wassermassen des Gebiets einen großen Tiefenbereich (Temperaturbereich) einnehmen, besitzen sie auch eine ausgeprägte Variabilität in ihren Quellregionen. Die Festlegung der Gewichte wird daher auf die Einflußnahme dieser beiden Wassermassen beschränkt und greift auf Ergebnisse von *Karstensen* (1994) zurück. Dort wurde aus einer Reihe von linearen Regressionen in den Quellwasserregionen von AAMW und ICW, die “optimale” Gewichtung berechnet (siehe Tabelle 5.1, letzte Zeilen).

Die Untersuchung der Doppeldiffusiven Prozesse (vergl. Abschnitt 4.3) zeigte, daß es durch den vertikalen Salzfluß in den Fingern zu einer Rotation der T/S Charakteristik des ICW kam. Um diesem Effekt gerecht zu werden und gleichzeitig die Tracercharakteristika in der Ursprungsregion durchgängig verwenden zu können, wird die Temperatur in der

Tab. 5.1: Zur OMP Analyse der Wassermassen der Südhemisphäre verwendete Definitionswerte der Quellwassertypen (ICW = Zentralwasser/Modewasser, AAMW = Australasiatisches Mittelmeerwasser/Throughflow, RSW/PGW=Rotes Meer/Persischer Golf Wasser, AAIW = Antarktisches Zwischenwasser und IEW = Indisches Äquatorialwasser). Einheiten der Tracer: Temperatur = °C, Salzgehalt = psu, Sauerstoff = $\mu\text{mol kg}^{-1}$, Silikat = $\mu\text{mol kg}^{-1}$, Nitrat = $\mu\text{mol kg}^{-1}$, Phosphat = $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Die rechte Spalte (Nummer) gibt eine Identifikationsnummer zur Übersicht der Quellwasser in den einzelnen Analysen. Die beiden letzten Zeilen geben die Gewichtung, nach Hemisphäre getrennt, an.

	Temperatur	Salzgehalt	Sauerstoff	Silikat	Phosphat	Nitrat	Nummer
ICW	18	35.8	230	0.5	0	0	1
	9	34.65	260	5	1.1	15	4
AAMW	16.4	34.55	100	25	1.4	19	7
	10	34.56	91	48	2.1	30.	6
	8.1	34.56	91	40	2.1	30	5
RSW/PGW	18.73	37.7	50	19.2	1.56	19.7	9
AAIW	4.5	34.35	210	35	2.2	32	8
IEW	8.5	35	60	50	2.5	35	10
	Gewichtung						
Nordhemisphäre	12	24	7	2	2	2	
Südhemisphäre	24	24	7	2	2	2	

Nordhemisphäre um 50% geringer gewichtet als in der Südhemisphäre. Salz, Sauerstoff und Nährstoffe werden durch den Doppeldiffusiven Fluß gleichermaßen beeinflusst und können daher ihre Gewichtung relativ zueinander beibehalten.

Für jede Region werden zur Analyse folgende Schritte unternommen:

- Die analysierten Datensätze werden an Hand der Verteilung von Temperatur und Salzgehalt als konservative Tracer und gelöstem Sauerstoff als biogeochemisch beeinflusster Tracer vorgestellt.
- Eine Festlegung der Quellwassertypen für die OMP Analyse folgt daraufhin. Bestehen Zweifel bei der Wahl der Quellwasser, werden über unterschiedliche Kombinationen von Quellwassertypen und die sich dabei ergebenden Fehler in der Massenerhaltung, d.h die Summe der Vermischungsanteile muß = 100% ergeben, “assortiert” (vergl. Abschnitt 3.3).
- Durch ein 50-faches Zufallsverrauschen der Daten in der Größe des Meßfehlers sowie durch das Verrauschen der Quellwassertypen (QWT), wird die Zuverlässigkeit der Ergebnisse gezeigt. Dabei wurden in allen Analysen folgende Werte benutzt (Quellwasser Variabilität aus *Karstensen*, 1994):

	T	S	O ₂	PO ₄	NO ₃	H ₄ SiO ₄
Meßfehler	0.01	0.01	3	0.05	1	2
Variabilität QWT	0.1	0.1	5	0.2	4	8

- Die Ergebnisse der Analyse als Vermischungsanteile und biogeochemische Änderungen werden im Zusammenhang mit der Hydrographie diskutiert, wobei die biogeochemischen Änderungen auf den Sauerstoff referenziert ($\Delta P_{r_{O/P}}$) diskutiert werden.

5.1 Der Subtropenwirbel

Die Untersuchung des Subtropenwirbels konzentriert sich hauptsächlich auf den Verbleib bzw. die Verteilung des Zentralwassers und des Modewassers. Im Norden kommt zusätzlich der Einfluß des Indopazifischen Einstroms hinzu. Zur Untersuchung werden ein Meridional- und ein Zonalschnitt verwendet, die aus Daten von drei im WOCE Projekt durchgeführten Expeditionen zusammengesetzt wurden (zonal: I5, meridional: Südteil I5 Ost und I8).

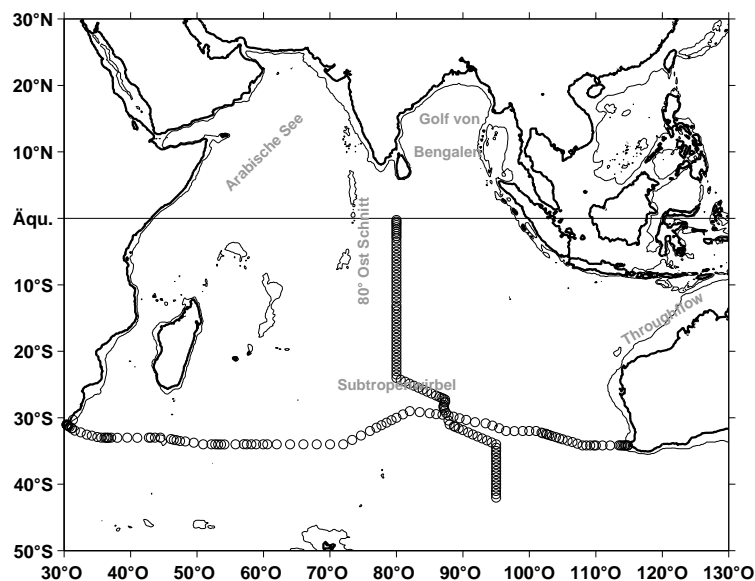


Abb. 5.1: Stationsverteilung (Kreise) entlang des Zonal- und des Meridionalschnittes im Subtropenwirbel. Dicke Linie: Küste, dünne Linie: 1000 m Kontur.

Modewasser sind in ihren T/S Eigenschaften nicht vom Zentralwasser zu unterscheiden. Beide Wassermassen werden daher mit einer Definition (als 2 Quellwassertypen) in die Analyse eingebracht. Sie sind dabei nahezu gesättigt im Sauerstoff bei geringen Nährstoffkonzentrationen. Ein Unterscheidungskriterium nach Eintritt in die Thermokline ist jedoch ihr "Alter", welches sich in den biogeochemischen Änderungen widerspiegelt: Modewasser werden in Regionen südlich der Subtropenfront durch Konvektion erzeugt und dann durch Subduktion in die Thermokline eingespeist (vergl. Abschnitt 4.4). Es wird, bei entsprechender Konvektionstiefe, "junges" Wasser in große Tiefen (hohe Dichte) eingebracht. Zentralwasser wird durch Divergenzen im Ekmanmassentransport, also letztlich durch das Windfeld, in die Thermokline eingebracht. Die Ausbreitung geschieht entlang von Isopyknen (*Sverdrup et al.*, 1942), so daß ein Erreichen großer Tiefen auch einem langen Ausbreitungsweg "entlang" von Isopyknen gleichzusetzen ist. In der Zeit kommt es durch die biogeochemischen Prozesse zu Änderungen in Nährstoffen und Sauerstoff. Eine Aufteilung des ICW in Zentralwasser und in Modewasser ist daher über

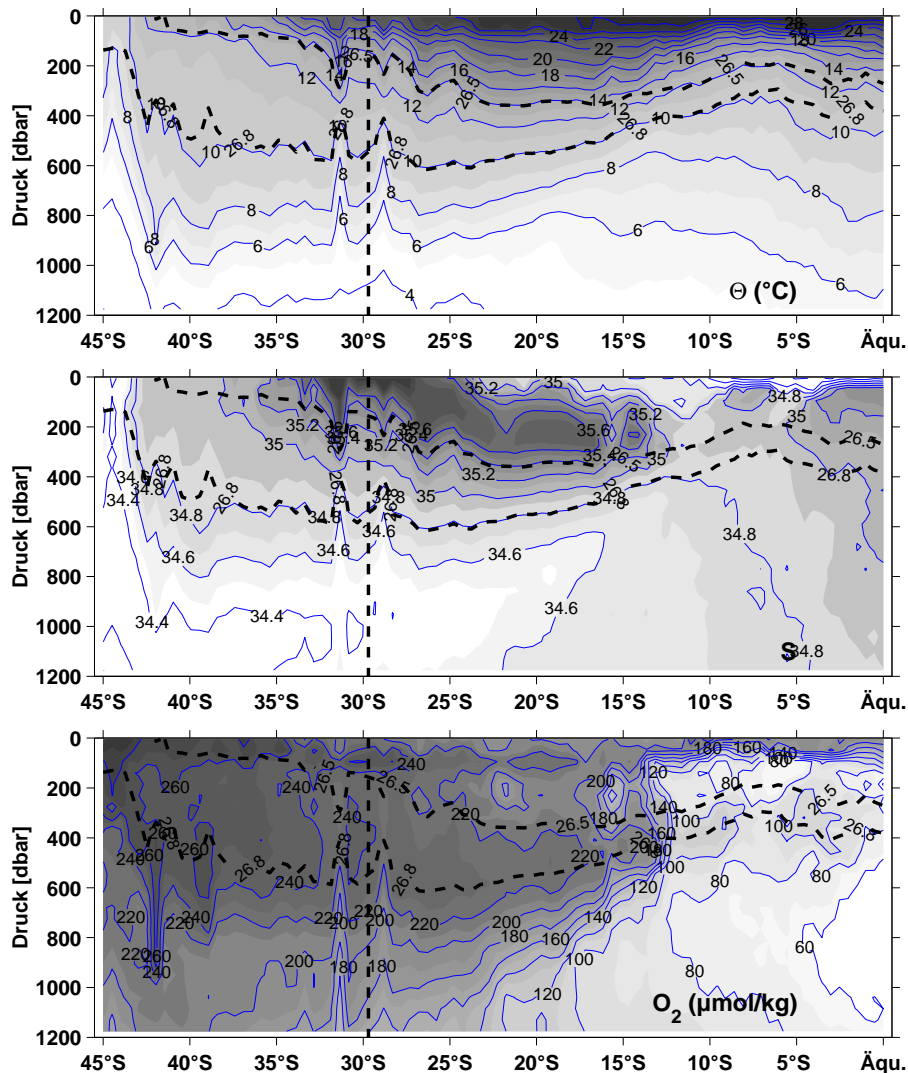


Abb. 5.2: (Von oben) Meridionale Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und gelöstem Sauerstoff im Subtropenwirbel (Daten: I5 Ost und I8). Die vertikale, durchbrochene Linie markiert den Schnittpunkt von Zonal- und Meridionalschnitt.

Unterschiede in den biogeochemischen Änderungen möglich.

Tracerverteilungen

Die Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und gelöstem Sauerstoff entlang des Meridionalschnittes bis in 1200 m Tiefe ist in Abbildung 5.2 dargestellt. Der Schnitt verläuft südlich von 32°S entlang 95°O und nördlich von 25°S entlang 80°O. Die Temperaturverteilung (oben), die in guter Näherung auch der Dichteverteilung entspricht, zeigt einen Anstieg der Isothermen zum Äquator. Typisch für einen Subtropenwirbel, und im Einklang mit der Erhaltung der potentiellen Vorticity entlang von Stromlinien, erkennt man

das äquatorwärtige Schrumpfen der vertikalen Schichtmächtigkeit (H) zwischen den Isothermen (Isopyknen) (Luyten *et al.*, 1983).

Zungenförmige Ausbreitungen von Salzgehalt (mitte) und Sauerstoff (unten) sind, als Hinweis zur Ausbreitung von Wassermassen, gut sichtbar. Ab 45°S erkennt man in etwa 1000 m Tiefe eine Zunge salzarmen ($S < 34.4$) und sauerstoffreichen Wassers die bei 15°S auf 650 m Tiefe angestiegen ist. Dabei ist der Salzgehalt von <34.4 auf >34.6 angestiegen. Diese salzarme Schicht ist das Antarktische Zwischenwasser (AAIW), daß die Untergrenze der Thermokline festlegt (You, 1998). Oberflächennah erkennt man nördlich von 35°S eine zungenförmige Einschiebung von sehr salzreichem Wasser in 200 m Tiefe mit Salzgehalten > 35.6 . Das Salzgehaltsmaximum ist der oberen Grenze der Zentralwasser (Subtropischen Modewasser, STMW Fine, 1993) zuzuschreiben.

Bei ca. 35°S ist durch die Scharung in den Isothermen die Subtropenfront zu erkennen (Belkin und Gordon, 1996). Bei etwa 40°S ist, aufgrund der homogenen Temperaturverteilung zwischen 200 m bis 600 m Tiefe (McCartney, 1977), ein Formationsgebiet der Modewasser zu erkennen. Das Wasser wird hier durch Konvektion homogenisiert (Ribbe und Tomczak, 1997) und später durch lateralen Eintrag in die Thermokline subduziert. Das oberflächennahe Salzgehaltsmaximum, das die obere Grenze des Zentralwassers definiert erstreckt sich nach Norden bis zu einer ausgeprägten Front bei ca. 12°S (Gordon *et al.*, 1997). Nördlich der Front ist Wasser aus dem Indopazifischen Einstrom zu sehen. Die Front ist von 150 bis 400 m Tiefe fast vertikal und gut im Salzgehalt und im Sauerstoff erkennbar. Danach ist sie bis in etwa 1000 m Tiefe südlich geneigt und verläuft dabei unterhalb des Salzgehaltsminimums des Zwischenwassers. Im Sauerstoff lassen sich nördlich der Front zwei Einschübe sauerstoffarmen Wassers erkennen: einer ist in etwa 180 m und einer in 500 m Tiefe.

Der Zonalschnitt bei ca. 32°S (Abbildung 5.3) wurde von Toole und Warren (1993) und Fine (1993) detailliert beschrieben. Grundsätzlich ist ein ostwärtiger Anstieg der Isothermen (oben) und Isohalinen (mitte) zu erkennen. Der damit einhergehende Anstieg der Isopyknen bringt so dichtes Wasser im Ostteil in Richtung Oberfläche. Im 1000 m Tiefenniveau werden im Westen Dichten von $\sigma_\theta = 27.2 \text{ kg m}^{-3}$ und im Osten von $\sigma_\theta = 27.35 \text{ kg m}^{-3}$ erreicht. In der Verteilung des Salzgehalts (mitte) ist das AAIW wieder als salzarme Schicht, im Ostteil bei 1000 m Tiefe, gut zu erkennen. Dabei kommt es in dieser Schicht zu einer ostwärtigen Abnahme im Sauerstoff (unten), die ein Einströmen des AAIW von Westen nahelegt. Diese Sauerstoffabnahme steht im Einklang mit dem ostwärtigen Transport des AAIW im Zirkumpolarstrom aus den Formationsgebieten im Südostpazifik (England *et al.*, 1993; Fine, 1993). Im Tiefenbereich 200 bis 700 m ist die Sauerstoffverteilung gerade umgekehrt zu der in der Tiefe. Westlich von 50°O sieht man vergleichsweise sauerstoffarmes Wasser, welches auf den südwärtigen Transport von

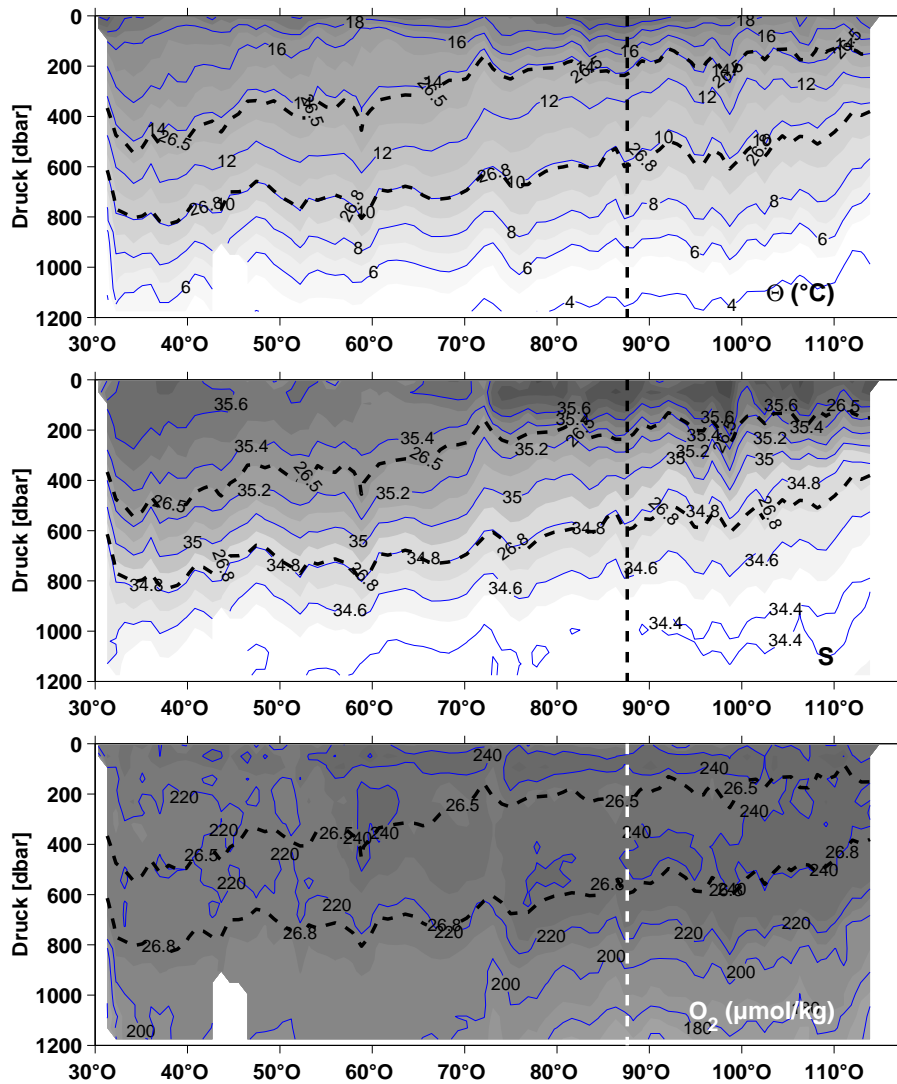


Abb. 5.3: (Von oben) Zonale Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und gelöstem Sauerstoff im Subtropenwirbel (Daten: I5). Die vertikale, durchbrochene Linie markiert die Schnittstelle des Zonal- und Meridionalschnittes.

Wasser aus niederen Breiten zurückzuführen ist (Rochford, 1964a). Sauerstoffmaxima in diesem Tiefenbereich sind bei 60°O und im Bereich von 80°O bis 110°O zu sehen. Diese Regionen stimmen mit denen überein, wo laut Analyse der Subduktionsraten (Abschnitt 4.4) der Eintrag der Modewasser zu erwarten ist.

OMP Analyse

Zur Analyse der Daten wurden alle Wassermassen der Tabelle 5.1 mit einbezogen, wobei über die Residuen der Massenerhaltung die Notwendigkeit geprüft wurde, ob das IEW (10) oder das AAIW (8) in der Tiefe als Quellwasser benutzt werden muß. Das ICW (1

und 4) und das AAMW (6 und 7) werden jeweils durch 2 Quellwassertypen definiert. Deren Summe entspricht den Anteilen einer Wassermasse, beschrieben durch die Linie zwischen den beiden Quellwassertypen. Die Temperatur/Tracer Diagramme (Abb. 5.4)

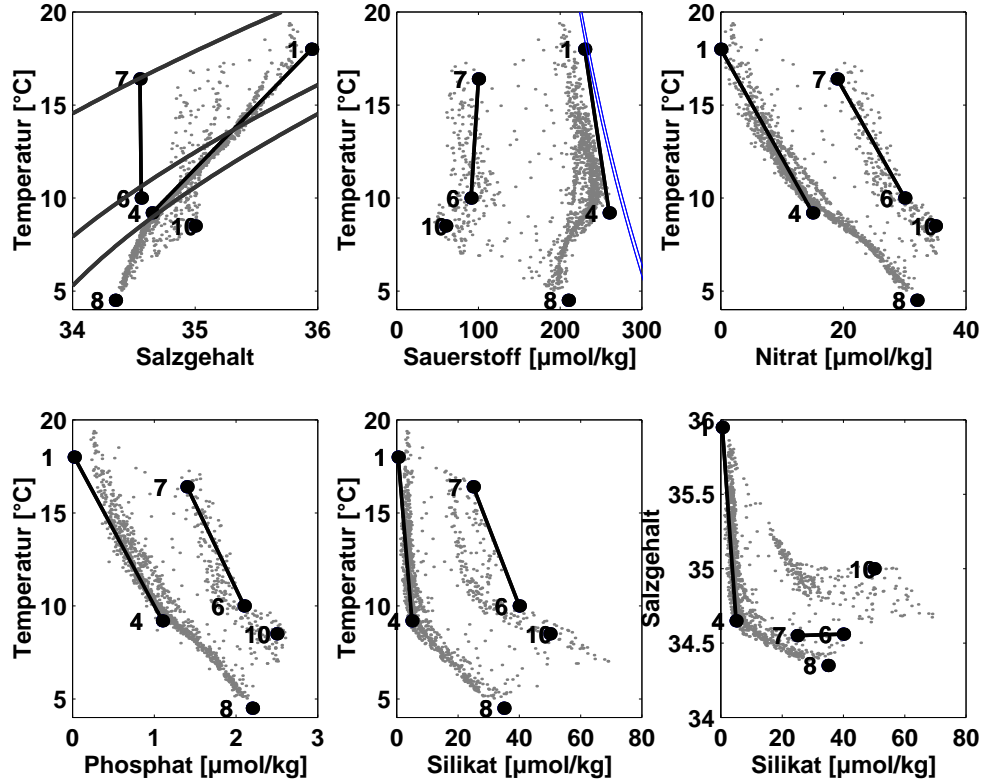


Abb. 5.4: Ausgewählte Tracer Diagramme der Daten aus dem Bereich des Subtropenwirbels sowie die Position der Quellwassertypen: Linie zwischen 1 und 4 entspricht dem ICW, zwischen 6 und 7 dem AAMW, 8 das AAIW und 10 das IEW Linien im T/S Diagramm sind $\sigma_\theta = 25.6$, 26.0 und 26.8 kg m^{-3} , im T/O₂ Diagramm Sättigungslinien bei S=34 bzw. 35.

verdeutlichen die Position der gewählten Quellwassertypen (gekennzeichnet durch Identifikationsnummern) relativ zu den Daten. Die Variabilität der berechneten Größen durch Meßfehler und Variation der Quellwassertypen ergab:

Verrauschen mit Meßfehler	ICW	AAMW	AAIW	IEW	$\Delta P_{r_{O/P}}$
Mittlerer Fehler Meridionalschnitt	$\pm 3.1\%$	$\pm 1.1\%$	$\pm 2.4\%$	$\pm 0.9\%$	$\pm 5.1 \mu\text{mol kg}^{-1}$
Mittlerer Fehler Zonalschnitt	$\pm 1.8\%$	$\pm 0.1\%$	$\pm 2.1\%$	–	$\pm 4.5 \mu\text{mol kg}^{-1}$
Verrauschen Quellwassertypen					
Mittlerer Fehler Meridionalschnitt	$\pm 5\%$	$\pm 2\%$	$\pm 1.4\%$	$\pm 3.7\%$	$\pm 5.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$
Mittlerer Fehler Zonalschnitt	$\pm 3\%$	$\pm 4.1\%$	$\pm 1.6\%$	0%	$\pm 5.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$

Die Fehler der OMP Analyse durch das Rauschen in den Daten sowie durch Variabilitäten in den Quellwassertypen sind für dieses Meeresgebiet gering. Dieses gilt bezüglich der errechneten Vermischungsanteile sowie der biogeochemischen Änderungen.

Wassermassenverteilung

Die Wassermassenverteilung die sich aus der OMP Analyse entlang des Meridionalschnittes ergibt (Abb. 5.5) entspricht weitestgehend dem aus der Hydrographie schon abgeleiteten Aufbau. Die Dominanz des ICW im Subtropenwirbel wird deutlich.

Bis ca. 15°S wird die Thermokline hauptsächlich vom ICW (Abb. 5.5 und 5.6, oben) eingenommen. Eine Unterscheidung des ICW in das Ekmaninduzierte Zentralwasser und das lateral eingebrachte Modewasser ist aus der hier benutzten Quellwasserdefinition in den Vermischungsanteilen nicht möglich. Über die weiter unten gezeigten biogeochemischen Änderungen ist eine Unterscheidung jedoch möglich. Ab 15°S ist der Einfluß des Wassers aus dem Indopazifischen Einstrom zu erkennen (AAMW). Dieser reicht generell nicht tiefer als bis ca. 300 m, in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von *Gordon et al.* (1997). Nördlich von 10°S tritt erneut das ICW mit hohen Wassermassenanteilen auf, hierbei kann es sich um ein "gealtertes" ICW handeln, das vom Westen mit dem Äquatorialen Gegenstrom bzw. mit dem Monsunstrom entlang des Äquators nach Osten transportiert wurde. Bestätigt wird diese Annahme durch die Notwendigkeit einer großen biogeochemische Korrektur (vergl. nächster Abschnitt). In der Tiefe wird die Thermokline bis ca. 2°S durch das Antarktische Zwischenwasser (AAIW) abgeschlossen. Der analysierte Tiefenbereich löst den Kern des AAIW nicht ganz auf. Vom Äquator dringt unterhalb des durch ICW ventilierten Bereiches ($\sigma_\theta > 26.85 \text{ kg m}^{-3}$) Indisches Äquatorialwasser (IEW) ein. Da der Schnitt ab 25°S auf 80°O verläuft, ist ein Einfluß des Tiefeneinstroms aus dem Indonesischen Archipel in den Daten nicht zu erwarten (*You*, 1998).

Die zonale Wassermassenverteilung (Abb. 5.6) zeigt ebenfalls hauptsächlich ICW in der Thermokline. Allein an der Westseite ist ein geringer Anteil von AAMW zu erkennen, das nach einem zonalen Transport über den Indischen Ozean vor der Küste Afrikas im Mozambique Kanal südwärts transportiert wird und dann hier bei 32°S erscheint (*Gordon*, 1986). Wieder schließt das AAIW die Thermokline ab, auch hier wird der Kern nicht aufgelöst. IEW (unten) ist für diesen Tiefenbereich nicht nachweisbar.

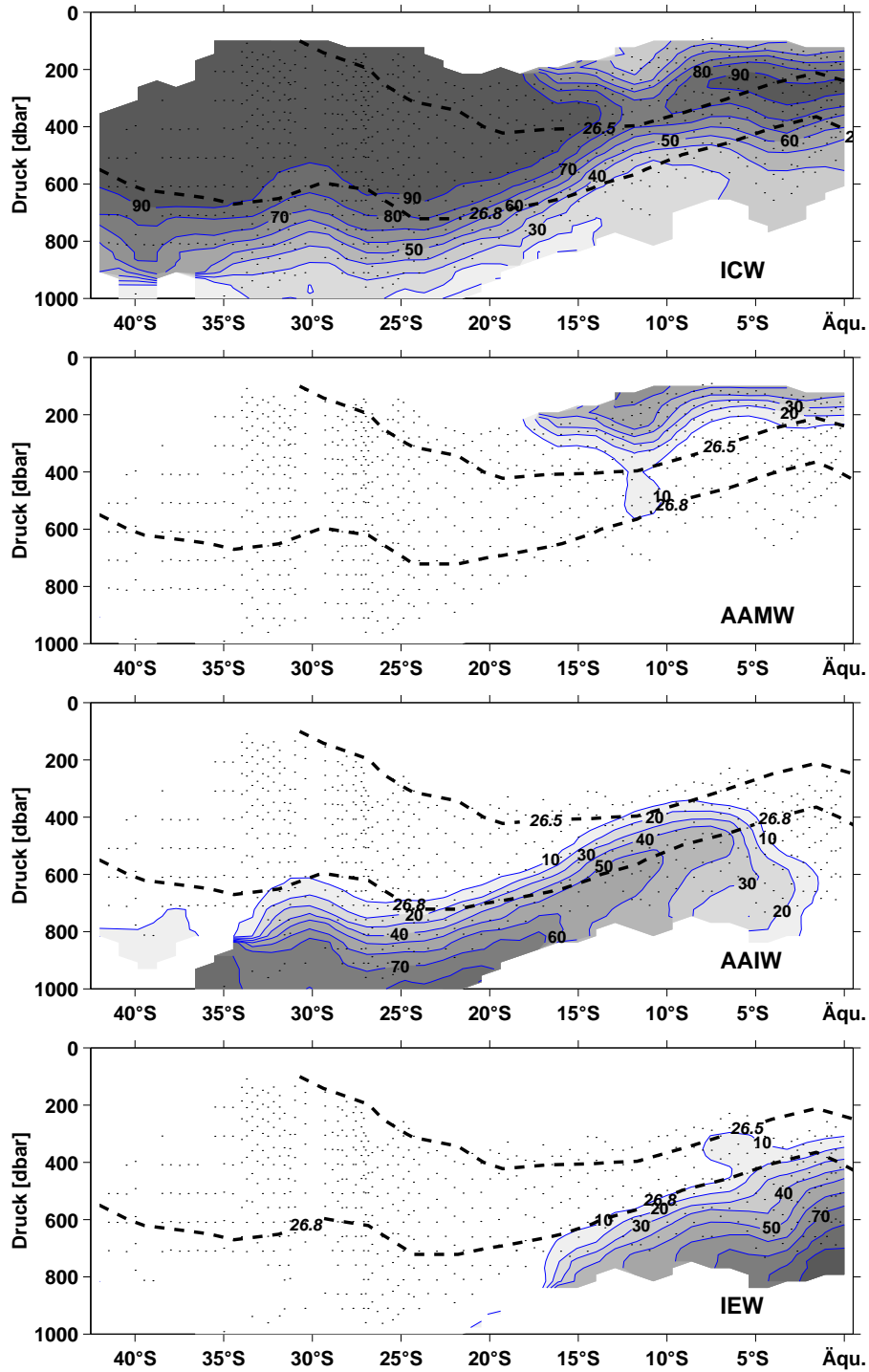


Abb. 5.5: Meridionale Verteilung der Wassermassenanteile (von oben): ICW, AAMW, AAIW und IEW. Durchbrochene Linien markieren die Lage maximaler Modewasser Einträge entlang der $\sigma_\theta=26.5$ und 26.8 Isopykne.

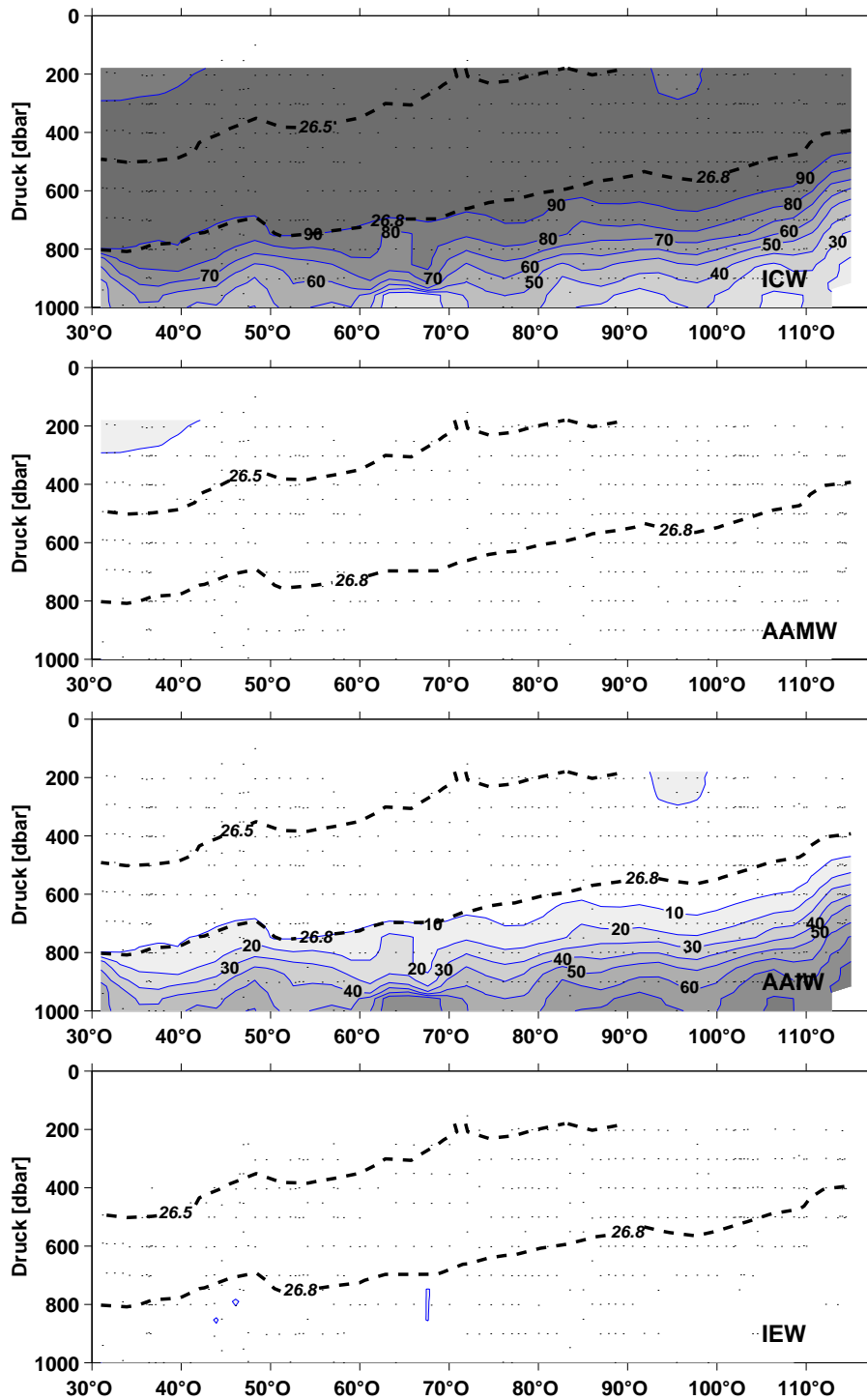


Abb. 5.6: Zonale Verteilung der Wassermassenanteile: (von oben) ICW, AAMW, AAIW und IEW. Durchbrochene Linien markieren die Lage maximaler Modewasser Einträge entlang der $\sigma_\theta = 26.5$ und 26.8 Isopykne.

Biogeochemische Änderungen

Die berechnete biogeochemische Änderung (ΔP) wird in der folgenden Diskussion als $\Delta P_{r_{O/P}}$ gezeigt werden, also den Änderungen referenziert auf den Sauerstoff (hauptsächlich: Respiration, Oxydation). Im besonderen ist für den Subtropenwirbel die qualitative Verteilung von Zentralwasser und Modewasser ableitbar.

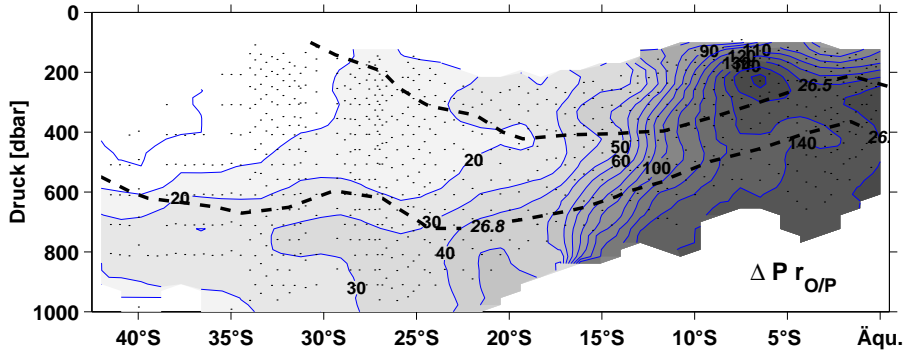


Abb. 5.7: Meridionale Verteilung der biogeochemischen Komponente $\Delta P_{r_{O/P}}$. Durchbrochene Linien markieren die Lage der $\sigma_\theta = 26.5$ und 26.8 Isopykne.

Im Meridionalschnitt (Abb. 5.7) ist generell nach Norden eine immer stärkere biogeochemische Änderung zu erkennen, die ab der Front zum AAMW bis auf $180 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ansteigt. Die geringe Korrektur im Süden stimmt mit dem Eintrag der Modewasser überein. Auf den Isopyknen der Modewasser mit besonders hohen Volumeneinträgen ist ein weiter nach Norden reichender Einfluß zu erkennen: Für die 26.5 kg m^{-3} Isopykne (SAMW_1) ist das auf dem Meridionalschnitt südlich von 15°S , für die 26.8 kg m^{-3} Isopykne (SAMW_2) ist dieses besser nördlich von 15°S erkennbar. Das ergibt sich aus dem weiter östlich stattfindenden Eintrag des SAMW_2 , daß daher mit der Subtropischen Zirkulationszelle äquatornäher vordringen kann. Zusätzlich ist auch im Bereich des Salzgehaltsmaximums ($\sigma_\theta = 26.0 \text{ kg m}^{-3}$, Isopykne nicht auf der Abbildung eingetragen) eine gut ventilierte Zunge zu sehen. Dieses kann nach *Fine* (1993) dem Subtropischen Modewasser bzw. dem oberen Quellwassertyp des Zentralwassers zugeordnet werden.

Unterhalb von $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$, zwischen ICW und AAIW, sieht man eine Zone mit verstärkter biogeochemischer Änderung. Es ist daher eine geringere Ventilation dieses Bereiches anzunehmen, die verstärkte biogeochemische Änderungen zuläßt. Diese Zone kann als der von *Luyten et al.* (1983) beschriebene Übergang von der "ventilierten" zur "nicht ventilierten" Thermokline angesehen werden.

Im Zonalschnitt (Abb. 5.8) sind im Ostteil, zwischen den Isopyknen 26.5 bis 26.8 , nur geringe biogeochemische Änderungen im Tracerfeld nötig. Das ist in Übereinstimmung mit dem Bereich, in dem die Modewasser eingebracht werden (vergl. Abschnitt 4.4). Im

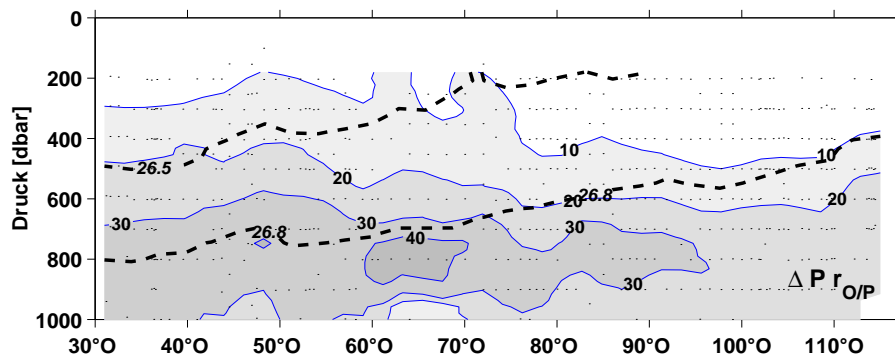


Abb. 5.8: Zonale Verteilung der biogeochemischen Komponente $\Delta P_{rO/P}$. Durchbrochene Linien markieren die Lage der $\sigma_\theta=26.5$ und 26.8 Isopykne.

Westen ist dagegen eine kontinuierliche Zunahme der biogeochemischen Änderungen mit der Tiefe oder besser Dichte, zu erkennen. Diese Verteilung ist für ein weiter im Süden durch Ekmanpumping induziertes und dann entlang von Isopyknen transportiertes Zentralwasser zu erwarten.

Zusammenfassend ist für den Subtropenwirbel folgendes zu sagen: Die Wassermassenverteilung im Zonal- wie im Meridionalschnitt zeigt die erwartete Dominanz des ICW (Modewasser und Zentralwasser). Auf dem Meridionalschnitt, der ab 20°S auf 80°O verläuft, sind nur noch geringe Anteile von Wasser aus dem Indopazifischen Einstrom zu sehen. Die biogeochemischen Änderungen bestätigen den Eintritt der Modewasser von Südosten. Zwischen der durch ICW ventilierten Thermokline und dem Zwischenwasser befindet sich eine Region in der verstärkt biogeochemische Korrekturen notwendig sind.

5.2 Der Indopazifische Einstrom

Es wird nun der Eintritt des Wassers aus dem Indonesischen Archipel (Australasiatisches Mittelmeerwasser - AAMW) in den Indischen Ozean, der Indopazifische Einstrom, analysiert. Dazu werden Daten entlang zweier Schnitte aus der Region zwischen Australien und Indonesien, die unterschiedliche Stadien der Vermischung des AAMW erwarten lassen, untersucht werden (FR0987 und JADE 89, Abb. 5.9). Leider war die Beprobungsdichte auf der FR0987 Reise im Thermoklinenniveau sehr gering.

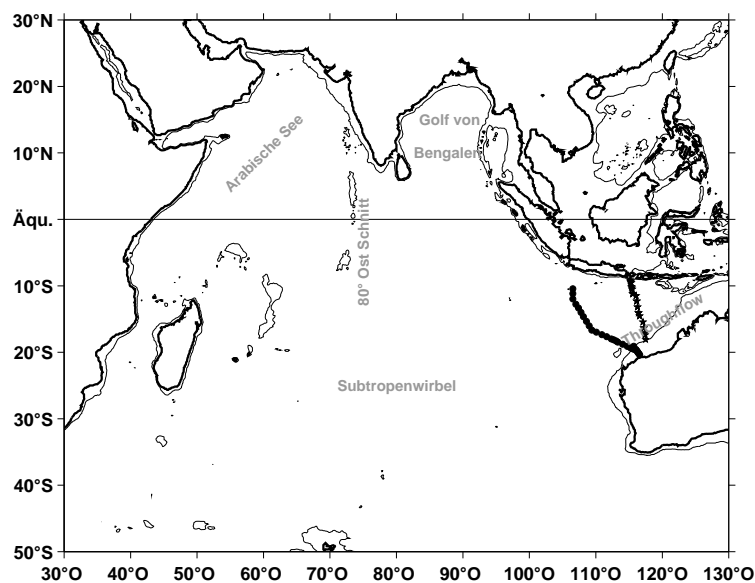


Abb. 5.9: Position der Daten im Einstrombereich des AAMW in den Indischen Ozean (FR0987, westlich; JADE89, östlich). Dicke Linie: Küste, dünne Linie: 1000 m Kontur.

Das AAMW ist eine Wassermasse, deren Charakteristika aus modifiziertem Nordpazifischen Zentralwasser herrührt (*Ffield und Gordon, 1992*). Durch diese Verbindung ist ein Wärme- und Salzaustausch zwischen beiden Ozeanen ermöglicht, der als wichtiges Bindeglied in der Warmwasseroute des klassischen “Conveyer Belt” angesehen wird (*Gordon, 1986; Broecker, 1991*). Das AAMW strömt hauptsächlich im Bereich der Timor See ein und wird hier mit dem einsetzenden Südäquatorialstrom nach Westen transportiert (*Cresswell et al., 1993*). Dabei kommt es im Süden in Kontakt mit dem Wasser aus dem Subtropenwirbel (ICW), im Norden mit Wasser aus der Äquatorialregion (*Fieux et al., 1994*). Die sich ausbildende Front zum ICW ist besonders im Salzkontrast sehr ausgeprägt, wobei die Charakteristika des AAMW nach Westen schnell durch Vermischung abnehmen. Der Hauptteil des Einstroms ist in den oberen 300 m auf etwa 10°S zentriert zu verfolgen (*Gordon et al., 1997*), aber auch in der Tiefe ist der Einstrom nachzuweisen (*Jean-Baptiste et al., 1997; You, 1998*).

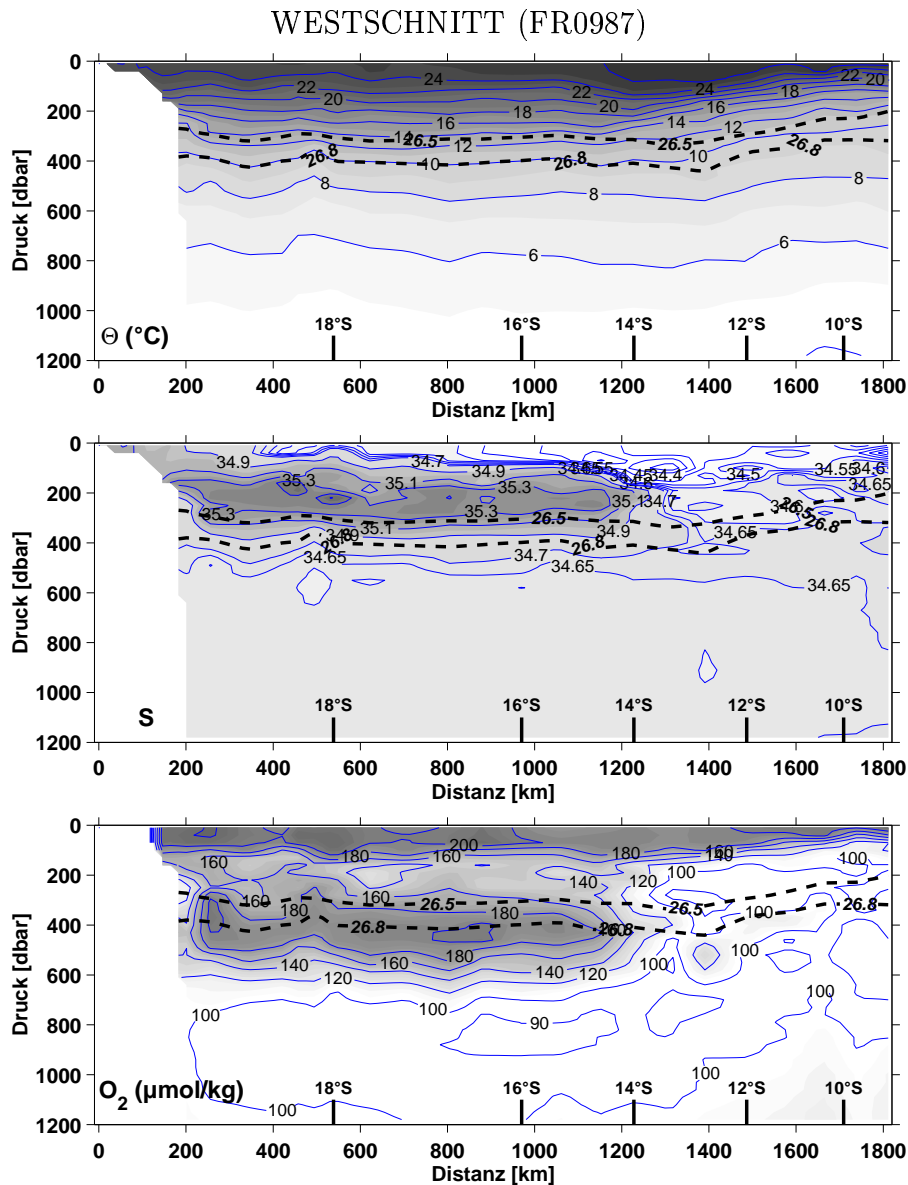


Abb. 5.10: (Von oben) Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und gelöstem Sauerstoff entlang des westlichen Schnittes (FR0987).

Tracerverteilung

Die Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoff beider Datensätze (FR0987 und JADE89) ist in den Abbildungen 5.10 und 5.11 dargestellt. Die FR0987 Daten wurden detailliert von *Frische* (1994) beschrieben, die JADE89 Daten von *Fieux et al.* (1994). Da die Schnitte nicht zonal oder meridional verlaufen, sind sie gegen die Entfernung (km) aufgetragen. Bei der Festlegung der Charakteristika der Wassermassen wurde schon auf die Entstehungsmechanismen des AAMW durch starke Vertikalvermischung im Indonesischen Archipel hingewiesen (Abschnitt 4.4.3). Als Folge der Vermischung sind Salzgehalt

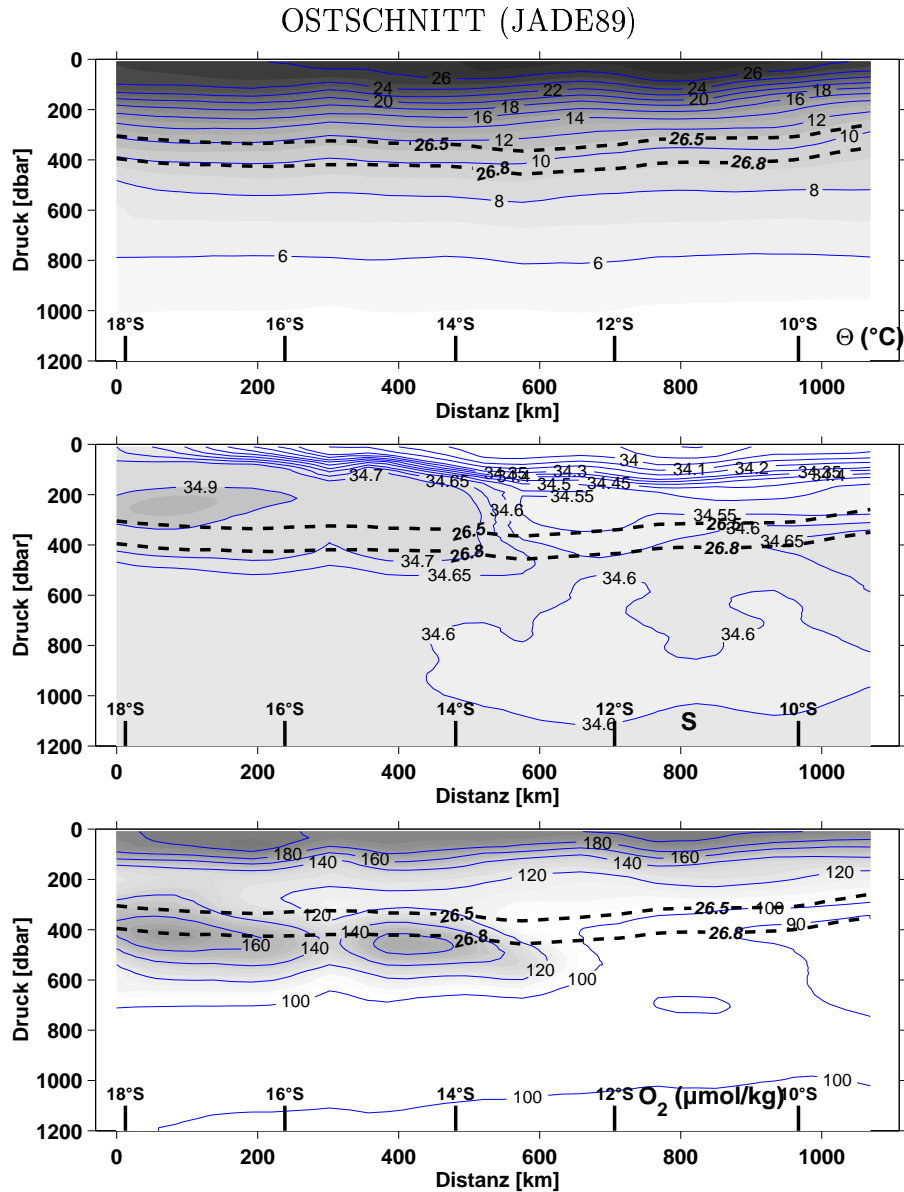


Abb. 5.11: (Von oben) Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und gelöstem Sauerstoff entlang des östlichen Schnittes (JADE89).

und Sauerstoff des Einstromwassers über einen großen Temperaturbereich sehr homogen. Da das Wasser als importierte Wassermasse und nicht durch die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre in den Ozean gelangt, weist es relativ geringe Sauerstoffkonzentrationen (um $100 \mu\text{mol kg}^{-1}$) auf. Im westlichen Schnitt (FR0987, Abb. 5.10) ist noch deutlich das Salzgehaltsmaximum des Wassers aus dem Subtropenwirbel (ICW) in etwa 200 m Tiefe zu erkennen. Es bildet eine Front bei 13°S bis 14°S (1300 km) die auch im Sauerstoff sichtbar ist. Aus dem Sauerstoff läßt sich der Einfluß des ICW bis ca. 600 m Tiefe als relatives Maximum ableiten. Unterhalb des ICW ist bei ca. 18°S ein

Minimum im Salzgehalt zu finden. Dieses weist höhere Sauerstoffkonzentrationen auf als das tieferliegende Wasser. Es kann sich um AAIW handeln, daß sich unterhalb des ICW nach Norden ausbreitet und sich dabei mit dem Tiefenausstrom von AAMW vermischt (*Frische, 1994; You, 1998*). Das Sauerstoffminimum ist ab etwa 17°S in 800 m Tiefe zu finden. Nach Norden steigt es mit Unterbrechungen auf 500 m an. Zudem ist im Norden ein Anstieg im Salzgehalt zu sehen, der mit dem Einmischen von Wasser aus der Äquatorialregion in Zusammenhang stehen kann (*Fieux et al., 1994*). Direkt am australischen Schelf (etwa 200 km) sieht man in 300 m Tiefe verhältnismäßig salz- und sauerstoffarmes Wasser. Dieses deutet auf einen südlichen Transport in dieser Tiefe von AAMW entlang des Schelfes hin, den auch *Fieux et al. (1996)* beschreibt.

Auch im östlichen Schnitt (Abb. 5.11) sind im Südteil, jetzt aber stärker verdünnt, Spuren des ICW im Salzgehalt wie im Sauerstoff von 200 m bis 600 m Tiefe zu erkennen. Die nördliche Front zum AAMW ist dabei auf gleicher Breite (ca. 13°S) wie im Westschnitt zu erkennen. Im Norden (nördlich 11°S) sind Minima im Sauerstoff bei gleichzeitigen relativen Maxima im Salzgehalt ($S > 34.65$) zu sehen, wieder könnte das der Einfluß des Wassers aus der Äquatorialregion sein. Beide Schnitte zeigen ein Salzgehaltsminimum in 800 m bis 1000 m Tiefe, verbunden mit dem tiefen Einstrom des AAMW's in den Indischen Ozean (*Cresswell et al., 1993*).

OMP Analyse

Zur Analyse der Wassermassenverteilung und biogeochemischen Änderung des Indopazifischen Einstroms wurden im Dichtebereich der ventilierten Thermokline (25.3 kg m^{-3} bis 26.9 kg m^{-3}) das AAMW (6 und 7) und das ICW (1 und 4) benutzt.

Um den Übergang zum Zwischenwasser aufzulösen, wurden IEW (10), AAIW (8) und als zusätzliche Quelle Wasser aus der Tiefe der Timor See benutzt (5). Es stellte sich jedoch heraus, daß für die Analyse des darüberliegenden ventilierten Bereichs die Wahl des Quellwassers im Zwischenwasserniveau unerheblich war. Die Tracer Diagramme (Abb. 5.12) verdeutlichen wieder die Position der Quellwassertypen (mit Identifikationsnummern) relativ zu den Daten. ICW und AAMW werden jeweils durch 2 Quellwassertypen (1, 4 und 6, 7) definiert. Die Verwendung Quellwassers das die Charakteristika in der Tiefe einbringt als AAMW (5), AAIW (8) oder IEW, wurde wieder durch die sich ergebenden Residuen ausgewählt. Dabei wurden, unabhängig von der Wahl, für den ventilierten Bereich keine Änderung in den Wassermassenanteilen sowie den biogeochemischen Änderungen festgestellt.

Die Fehler der OMP Analyse durch das Rauschen in den Daten sowie durch Variabilitäten in den Quellwassertypen sind für dieses Meeresgebiet gering:

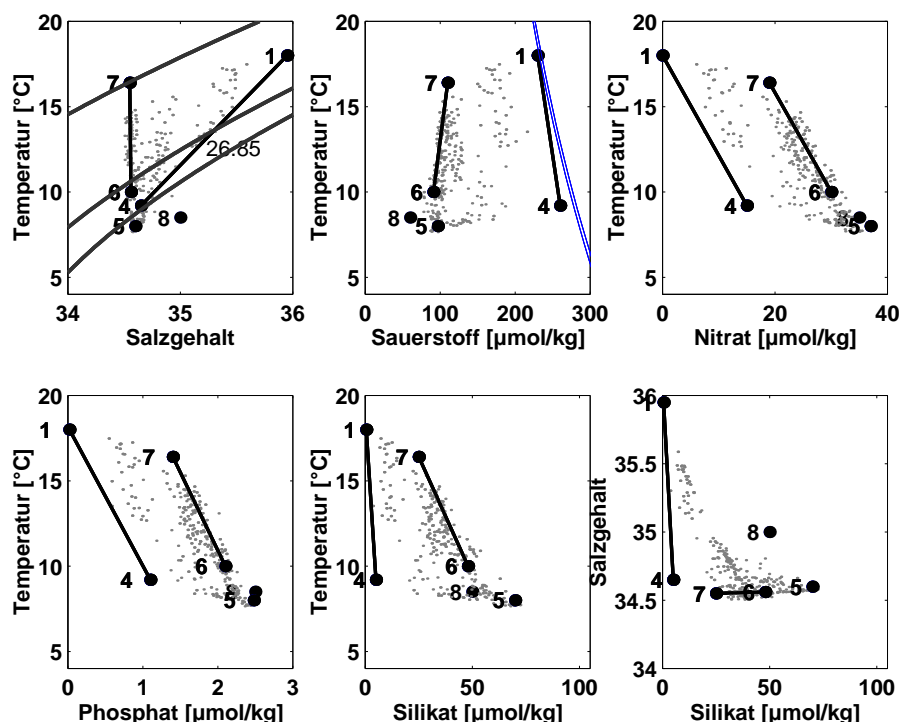


Abb. 5.12: Tracer Diagramme der Daten aus dem Bereich des Subtropenwirbels und die Position der benutzten Quellwassertypen: Linie zwischen 1 und 4 entspricht dem ICW, zwischen 6 und 7 dem AAMW, 8 AAIW und 5 dem Tiefenausstrom aus dem Indonesischen Archipel. Linien im T/S Diagramm sind $\sigma_\theta=25.3$, 26.0 und 26.8 kg m^{-3} Isopyknen, im T/ O_2 Diagramm Sättigungslinien bei $S=34$ bzw. 35 .

Verrauschen mit Meßfehler	ICW	AAMW	$\Delta P_{\text{rO/P}}$
Mittlerer Fehler	$\pm 0.8\%$	$\pm 1.6\%$	$\pm 2.9 \mu\text{mol kg}^{-1}$
Verrauschen Quellwassertypen			
Mittlerer Fehler	$\pm 3.1\%$	$\pm 5.3\%$	$\pm 5.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$

Generell bringen beide Fehlerquellen wieder nur eine geringe Variabilität für die Vermischungsanteile ($< \pm 5.3\%$) wie für die biogeochemischen Änderungen ($\pm 5.3 \mu\text{mol kg}^{-1}$).

Wassermassenverteilung

Das Einströmen von relativ unverdünntem ICW mit Konzentrationen $> 80\%$ von Süden ist in der Wassermassenverteilung des Westschnittes (FR0987; Abb. 5.13) noch gut zu erkennen. Nördlich dieser hohen Konzentrationen ist bei 13°S die Front zum AAMW, mit Konzentrationen von AAMW $> 80\%$ zu erkennen. Die genaue Struktur der Front ist wegen der geringen Vertikalauflösung der Daten leider nicht genau auszumachen, die geringe Tiefe des Einstroms bis knapp 400 m deutet sich jedoch an.

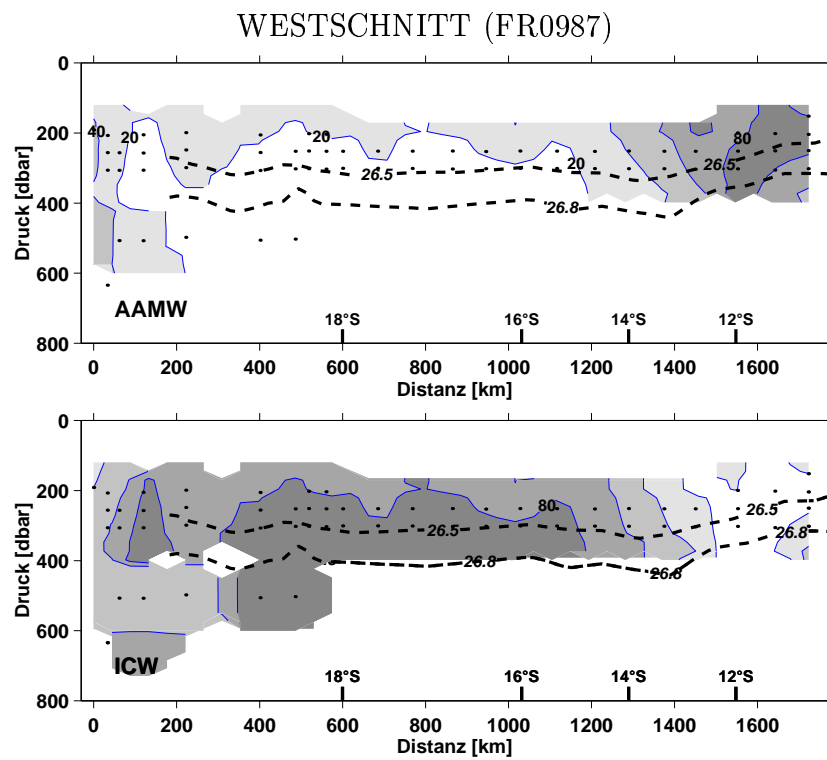


Abb. 5.13: Wassermassenverteilung entlang des FR0987 Schnittes: oben AAMW, unten ICW.

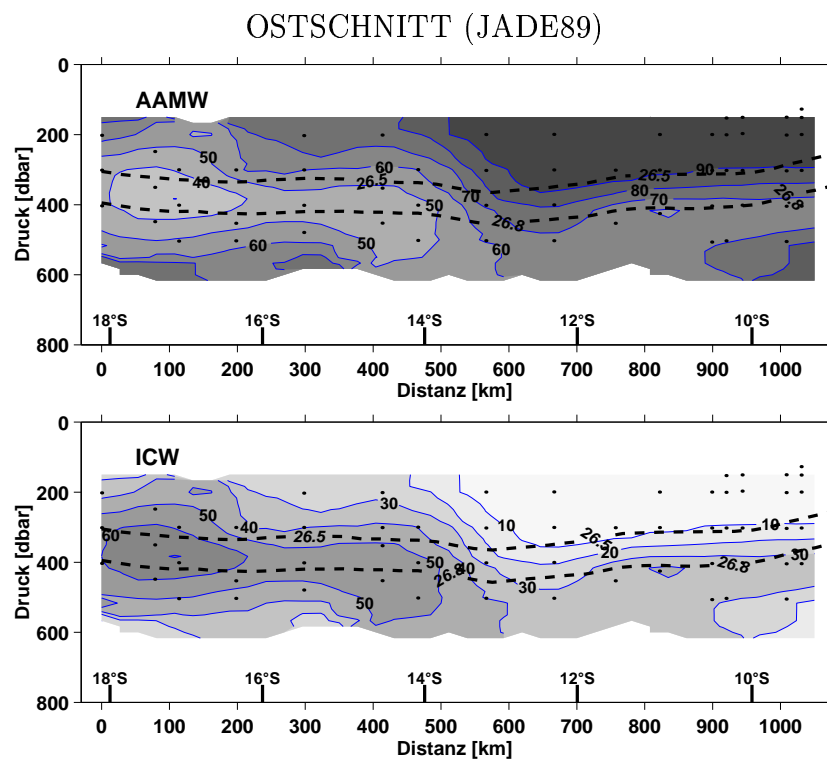


Abb. 5.14: Wassermassenverteilung entlang des JADE89 Schnittes: oben AAMW, unten ICW.

Das nördlich von 12°S in ca. 400 m Tiefe nochmals ICW bis 40% sichtbar ist, kann auf den Transport von Wasser aus der Äquatorialregion zurückzuführen sein. Im östlichen Schnitt (JADE89, Abb. 5.14) ist das ICW jetzt stärker verdünnt mit maximalen Konzentrationen von 60%. Bei 17°S (100 km) ist ein Kern auf der 26.8 kg m⁻³ Isopykne zu sehen, welcher als Hinweis auf die weit in den Osten reichende Ventilation durch das Modewasser (SAMW₂) gesehen werden kann. Die Front ist wieder bei etwa 13°S zu erkennen. Sie weist eine Neigung auf, die nahelegt, daß das einströmende AAMW sich über das ICW schiebt. Nördlich der Front sind die oberen 400 m durch das AAMW dominiert.

Biogeochemische Änderungen

In den $\Delta P_{r_{O/P}}$ Schnitten zeigt sich der Unterschied zwischen dieser analysierten Größe und der AOU recht deutlich: Die AOU für den Bereich mit hohem AAMW Anteil besitzt Werte von etwa 120 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, da das AAMW seinen Ursprung im Pazifik hat (*Ffield und Gordon, 1992*). Anders die biogeochemischen Änderungen, die relativ zu den Quellwassertypen ermittelt werden. Sie sind erwartungsgemäß dort gering, wo quellnahes AAMW auftritt.

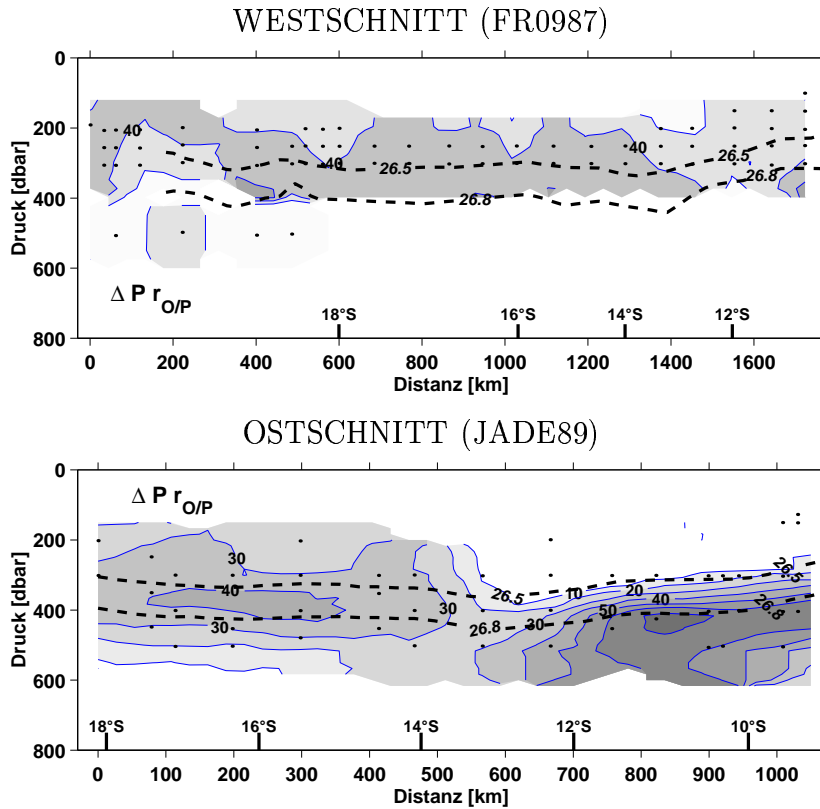


Abb. 5.15: Verteilung der biogeochemischen Änderung referenziert auf den Sauerstoff ($\Delta P_{r_{O/P}}$) entlang des FR0987 Schnittes (oben) und entlang des JADE89 Schnittes (unten).

Geringe $\Delta P_{rO/P}$ sind nördlich der Front (ca. 13°S) bis in 300 m Tiefe vorhanden (Abb. 5.15). Bezogen auf die markanten Modewasserdichten (26.5 und 26.8 kg m^{-3}) ist im westlichen Schnitt (FR0987) durch die geringe vertikale Auflösung keine Information zu erhalten. Es sei noch am nördlichen Rand der Untersuchungsregion in ca. 400 m Tiefe auf ein hohes $\Delta P_{rO/P}$ verwiesen, daß mit dem Transport von Äquatorialem Wasser im Süd Java Strom zu erklären sein kann.

Auf dem östlichen Schnitt ist im Bereich zwischen den größten Anteilen von ICW und dem AAMW, bei ca. 16°S zwischen den beiden Modewasserdichten eine Zone mit Änderungen $> 40 \mu\text{mol kg}^{-1}$ zu sehen. Diese Zone wird offensichtlich von beiden Wassermassen nur schwer erreicht und erlaubt größere biogeochemische Änderungen. Unterhalb des Einstroms von AAMW und nördlich von 12°S kommt es zu auffallend großen biogeochemischen Änderungen, die leider im FR0987 Schnitt nicht mehr aufgelöst werden können. Aus der noch folgenden Untersuchung klimatologischer Daten wird ersichtlich, daß es sich um eine gering ventilierte Zone handelt, die mit den "Schattenzonen" der Theorie nach *Luyten et al.* (1983) vergleichbar sein sollte. Im unteren Bereich der Thermokline sind im Süden, vor der Australischen Küste, nur geringe Änderungen im JADE89 Schnitt (Abb. 5.15) bei 600 m Tiefe nötig. Dies ist ein Hinweis darauf, daß der Tiefenausstrom von AAMW entlang des Schelfes passiert. Mit den vorliegenden Daten läßt sich dieses jedoch nicht sicher ermitteln.

Zusammenfassend ist für den Bereich des Indopazifischen Einstroms eine Aufteilung der Thermokline in AAMW und ICW ableitbar. Der Einfluß des AAMW reicht bis in 400 m Tiefe. Es bildet sich eine Frontalzone, deren Struktur im Osten eher geneigt ist, nach Westen aber steiler wird. Das Wasser auf den Modewasser Dichteflächen (26.5 und 26.8 kg m^{-3}) benötigt eine biogeochemischen Korrektur im Sauerstoff von maximal $45 \mu\text{mol kg}^{-1}$, wobei noch Wassermassenanteile bis 80% auftreten, die jedoch nach Osten abnehmen. Die Existenz einer "Schattenzone" wie das Thermoklinenmodell von *Luyten et al.* (1983) sie vorhersagt, wird zwar durch den Indopazifischen Einstrom gestört, ist aber unterhalb von 400 m Tiefe sichtbar.

5.3 Der tropische Indische Ozean entlang von 8°S

Als letzte Region in der Südhemisphäre wird nun ein Schnitt entlang von 8°S auf seine Wassermassenverteilung und biogeochemischen Änderungen untersucht. Der Schnitt wurde im WOCE Programm als I2 aufgenommen (Abb. 5.16).

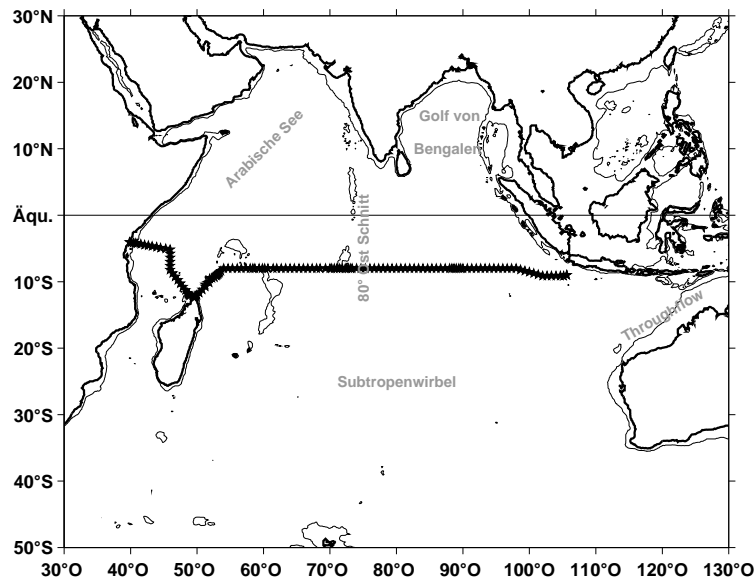


Abb. 5.16: Stationsverteilung entlang des WOCE Schnittes I2. Dicke Linie: Küste, dünne Linie: 1000 m Kontur.

Die hydrographische Struktur dieser Region ist bestimmt durch den westwärtigen Transport von Wasser aus dem Indopazifischen Einstrom (AAMW) und Wasser aus dem Subtropenwirbel (ICW) mit dem Südäquatorialstrom. Von Norden ist der Einfluß des Wassers aus der Äquatorialregion (IEW) zu erwarten.

Tracerverteilung

Die Tracerverteilungen entlang I2 bis in 1200 m Tiefe sind in Abbildung 5.17 dargestellt. In allen Tracern ist eine deutliche Änderung im Bereich 50°O zu erkennen, die sich dabei aus der südlichen Verschiebung des Schnittes (bis 12.5°S) erklären läßt. Die Temperaturverteilung ist für den Bereich, der entlang 8°S geht, nahezu horizontal. Der Abstand der beiden Modewassereinträge (26.5 und 26.8 kg m^{-3}) ist entlang dieses Schnittes auf eine Schichtmächtigkeit von nur noch 250 m zusammengeschrumpft, die jetzt zwischen 150 m und 400 m Tiefe liegt.

In 200 m Tiefe ist im Osten ein relatives Sauerstoffminimum zu erkennen, wie es dort auch von *Wyrtki* (1971) für den äquatorialen Bereich beschrieben wird. Es befindet sich unterhalb der Zone mit sehr geringem Salzgehalt, die im Ostteil bis in ca. 100 m

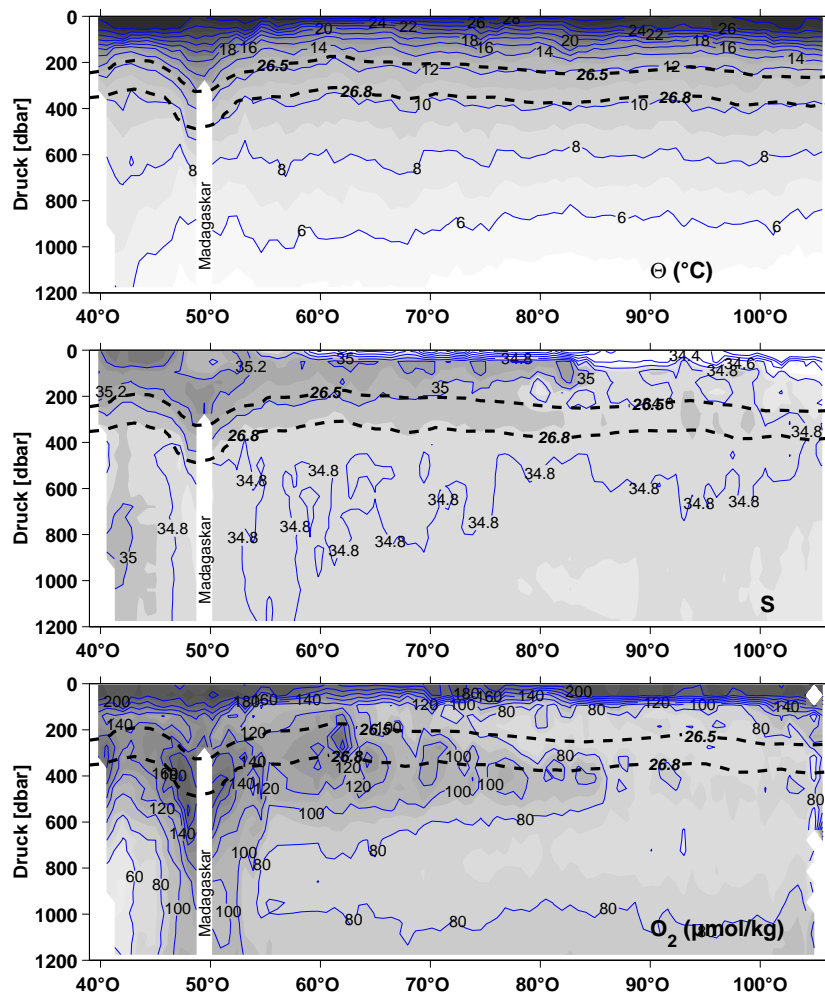


Abb. 5.17: Zonale Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und gelöstem Sauerstoff auf dem WOCE Schnitt I2 bei ca. 8°S (Von oben).

Tiefe reicht. Dabei handelt es sich um den Einfluß des Indopazifischen Einstroms und dem Frischwassereintrag aus der positiven Niederschlagsrate in dieser Region (vergl. Abschnitt 4.2). Auf der 26.8 kg m^{-3} Isopykne (etwa 400 m Tiefe) ist für den gesamten Schnitt ein relatives Sauerstoffmaximum zu erkennen, das mit dem SAMW₂ verbunden sein kann. Das absolute Sauerstoffminimum ist östlich von 70°O in etwa 800 m Tiefe zu erkennen. Es kann sich um Wasser aus der Äquatorialregion handeln. You (1998) gibt aus einer Wassermassenanalyse der Zwischenwasser für diesen Bereich jedoch hauptsächlich Wasser des Indopazifischen Einstroms an, wobei er dem Wasser der Äquatorialregion keine eigene Definition gegeben hat. Zu erwähnen ist im Westen der Kern warmen, salzreichen und sauerstoffarmen Wassers in ca. 800 m Tiefe vor der Afrikanischen Küste. Dieser ist mit dem südlichen Transport des Wassers aus der Arabischen See verbunden (Quadfasel und Schott, 1982). Der Tiefenbereich wird in der vorliegenden Arbeit jedoch nicht untersucht.

OMP Analyse

Es werden zur OMP Analyse des Schnittes I2 wieder die Quellwassertypen aus Tabelle 5.1 benutzt, wobei immer AAMW und ICW und wahlweise IEW oder AAIW benutzt wurden. Die Wassermassenanteile entlang des Meridionalschnittes (Abschnitt 5.1) zeigten jedoch, daß in dieser Breite mit dem AAIW nicht mehr zu rechnen ist. Dieses wurde durch die Residuen dieser Analyse überprüft und bestätigt.

Die Position der gewählten Quellwassertypen zu den Daten ist in Abbildung 5.18 dargestellt. Es ist zu erkennen, daß für die biogeochemisch beeinflussten Tracer deutliche Abweichungen auftreten, die eine Zusammensetzung der Wassermassenstruktur mit Hilfe einer biogeochemischen Korrektur (ΔP) ermöglichen. Standardmäßig wurden wieder

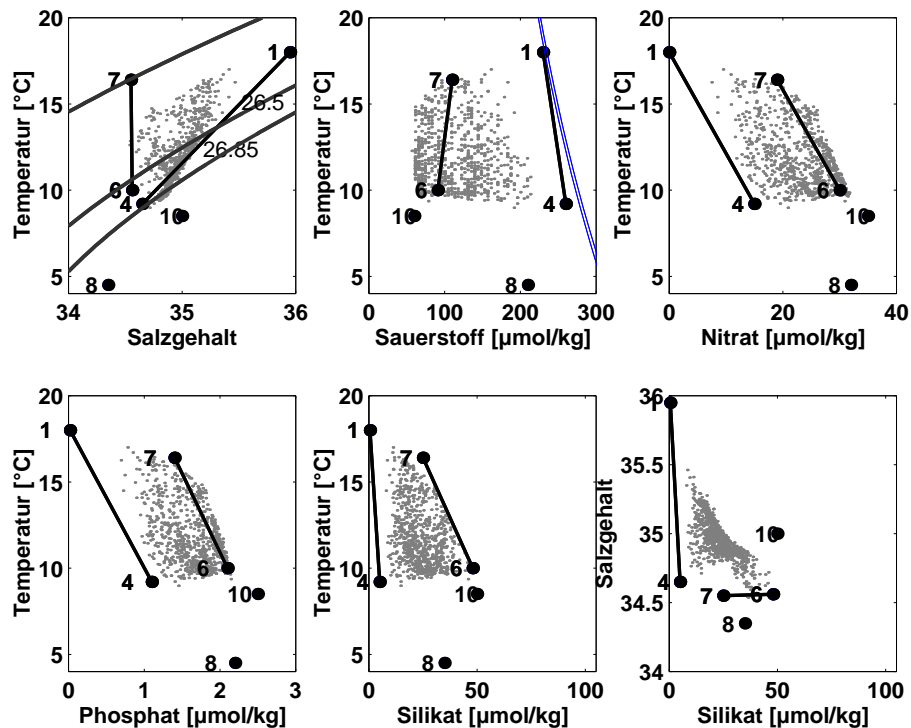


Abb. 5.18: Tracer Diagramme der Daten entlang 8°S und ihre Lage zu den benutzten Quellwassertypen: Linie zwischen 1 und 4 entspricht dem ICW, zwischen 6 und 7 dem AAMW, 8 AAIW und 10 IEW. Linien im T/S Diagramm sind $\sigma_\theta = 25.3, 26.0$ und 26.8 kg m^{-3} Isopyknen, im T/O₂ Diagramm Sättigungslinien bei S=34 bzw. 35.

50 Verrauschungen bezogen auf Meßfehler sowie auf die Quellwassertypenmatrix durchgeführt.

Verrauschen mit Meßfehler	ICW	AAMW	IEW	ΔP r _{O/P}
Mittlerer Fehler	±5.9%	±3.5%	±1.5%	rel. Fehler 12%
Verrauschen Quellwassertypen				
Mittlerer Fehler	±3.1%	±3.9%	±1.8%	rel. Fehler 9%

Die Fehler in den Anteilen der Quellwasser sind als absolute Fehler (in Prozent Wassermassenanteil) angegeben, der Fehler in den biogeochemischen Änderungen als relativer Fehler (in Prozent). Für diese Daten sind die Fehler in den Vermischungsanteilen wie in den biogeochemischen Änderungen gering, damit kann das Analyseverfahren als stabil angesehen werden.

Wassermassenverteilung

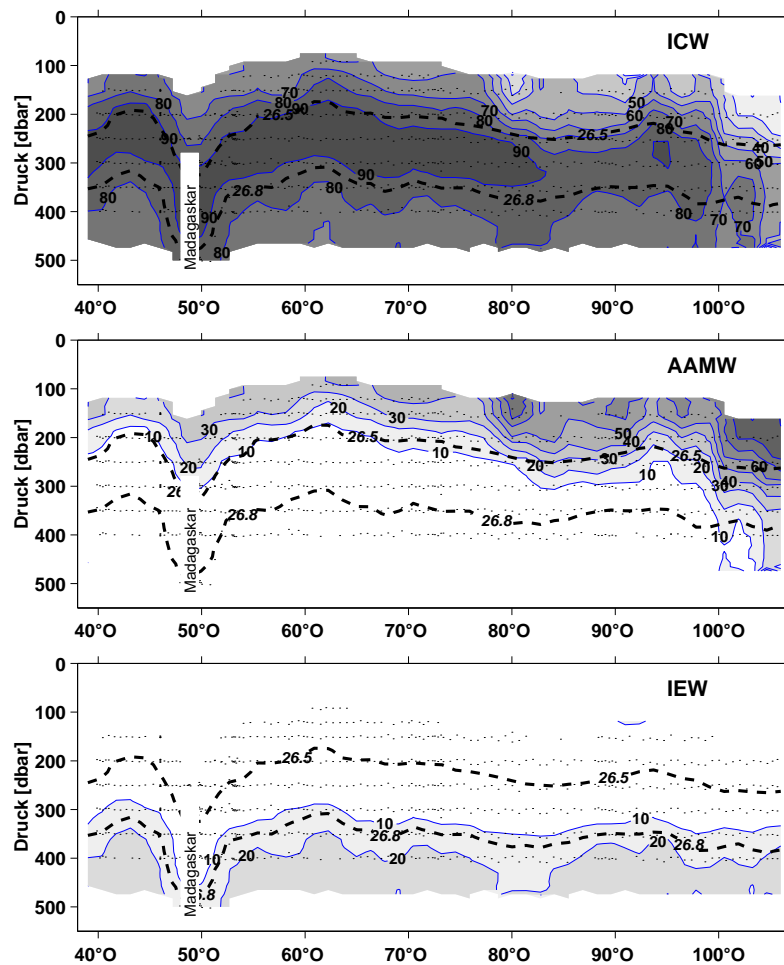


Abb. 5.19: Verteilung der Wassermassenanteile auf dem Schnitt I2 (von oben links): ICW, AAMW und IEW. Durchbrochene Linien markieren die Lage der $\sigma_\theta = 26.5$ und 26.8 Isopykne der Modewasser SAMW_1 und SAMW_2 .

Abbildung 5.19 zeigt die Wassermassenverteilungen von Wasser aus dem Subtropenwirbel (ICW), dem Indopazifischen Einstrom (AAMW) sowie der Äquatorialregion (IEW) entlang des WOCE Schnittes I2. Die Thermokline bis 26.8 kg m^{-3} ist dabei hauptsächlich von ICW dominiert, allein im äußersten Osten sind größere Anteile von AAMW (ca. 80%) bis in eine Tiefe von 400 m zu erkennen. Östlich von 100°E ist das

AAMW auf die oberen 300 m beschränkt, in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von *Gordon et al.* (1997). Das Wasser aus der Äquatorialregion (IEW) ist nur sehr gering an der Zusammensetzung der Wassermassen der ventilierten Thermokline beteiligt.

Biogeochemische Änderungen

Da die Wassermassenstruktur von dem im Süden eingebachten ICW dominiert wird, sind große Korrekturen auf die biogeochemisch beeinflussten Tracer zu erwarten. Der Ostteil des Schnittes von 75°O bis 100°O und zwischen 200 m und 400 m Tiefe wird am schwierigsten erreicht. Da die biogeochemischen Korrekturen nach Westen abnehmen und in erster Näherung proportional zur Ventilation sind, kann im Osten eine "Schattenzone" nachgewiesen werden (*Luyten et al.*, 1983). Diese zeigte sich ansatzweise schon in der Analyse des Indopazifischen Einstroms und wird in der Analyse der klimatologischen Daten noch deutlicher. Im äußersten Ostteil des Schnittes sind durch das quellnahe AAMW nur geringe Korrekturen nötig, bei 100°O ist der Einfluß nicht mehr zu erkennen.

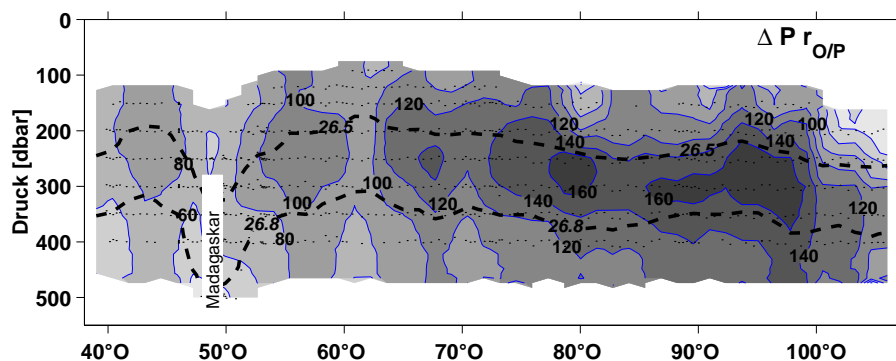


Abb. 5.20: Verteilung der biogeochemischen Änderung referenziert auf den Sauerstoff ($\Delta P_{r_{O/P}}$) entlang des I2 Schnittes.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß der tropische Indische Ozean vom Wasser aus dem Subtropenwirbel (ICW) dominiert wird. Das gilt selbst nördlich des Bereichs, in dem der Indopazifische Einstrom stattfindet, (nördlich 12°S *Gordon et al.*, 1997) da dieser nur auf die obersten 300 m bis 400 m Tiefe konzentriert ist. Größte biogeochemische Änderungen sind zwischen den Isopyknen mit dem volumetrisch stärksten Modewassern SAMW_{1,2} (26.5 und 26.8 kg m⁻³) sichtbar. Das deutet auf eine vergleichsweise gute Ventilation entlang dieser Isopyknen hin und unterstreicht die Wichtigkeit der Modewasser für den Ventilationsprozeß.

5.4 Die Arabische See

Die Arabische See wird mit Daten der *FS METEOR* Expedition M32/4 untersucht, die im Juli 1995 im Rahmen des WOCE Projekts durchgeführt wurde. Es ist die zweite von drei Expeditionen der *FS METEOR* in dieses Gebiet, deren Ziel es war, die Entwicklung und die Transporte im nördlichen Somalistrohm-System in verschiedenen Monsunphasen zu untersuchen. Die Expedition M32/4 war die einzige, bei der, neben Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoff, auch Nährstoffdaten gemessen wurden. Sie bietet die Möglichkeit eine OMP Analyse durchzuführen.

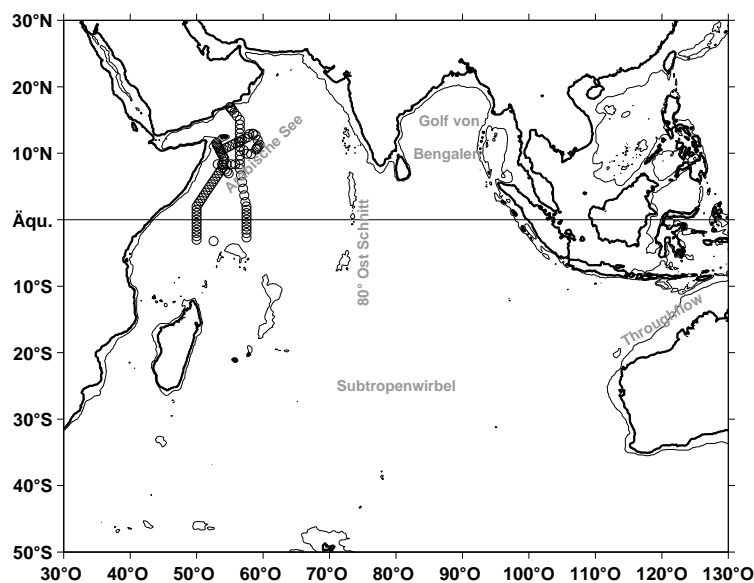


Abb. 5.21: Stationsverteilung (Kreise) der *FS METEOR* Expedition M32/4. Dicke Linie: Küste, dünne Linie: 1000 m Kontur.

Tracerverteilung

Die Daten der Reise M32/4 wurden bereits in mehreren Arbeiten vorgestellt (z.B. *Schott et al.*, 1997; *Rhein et al.*, 1997). In der folgenden Diskussion werden sie in einen westlichen (Abb. 5.22) und einen östlichen Schnitt (Abb. 5.23) aufgeteilt diskutiert. In den hydrographischen Schnitten sind zur besseren Erläuterung der hydrographischen Besonderheiten neben den beiden Modewasser Isopyknen (26.5 und 26.8 kg m^{-3}) auch die Ausbreitungsisopykne des Roten Meer Wassers (RSW) bei 27.2 kg m^{-3} eingetragen (*Wyrtki*, 1971). Die Isopykne des Persischen Golf Wassers (26.6 kg m^{-3} ; *Banse*, 1997) wurde nicht extra hervorgehoben, zur Orientierung kann die 26.5 kg m^{-3} dienen.

Die hydrographische Struktur auf beiden Schnitten ist geprägt durch das Zusammenreffen von salzreichem, sauerstoffarmem Wasser aus dem Norden und relativ sauerstoff-

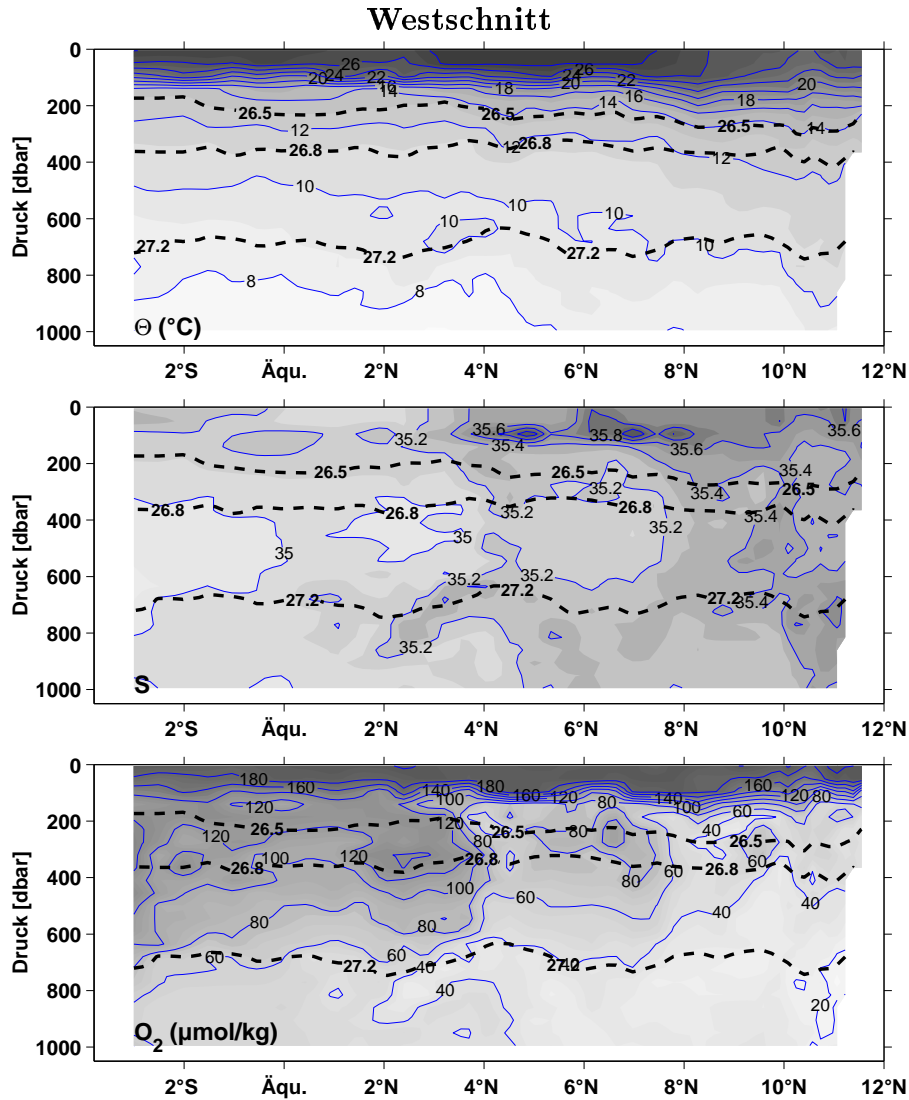


Abb. 5.22: (Von oben) Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und gelöstem Sauerstoff entlang des westlichen Schnittes. Dichtelinien der Modewasser (26.5 ; 26.8 kg m^{-3}) und des Roten Meer Wassers (27.2 kg m^{-3}) sind gekennzeichnet.

reichem Zentralwasser aus dem Süden. Entlang der Isopyknen von RSW (27.2 kg m^{-3}) und PGW (unterhalb 26.5 kg m^{-3}) ist das gut zu erkennen. Auffällig an der Temperaturverteilung ist im Westschnitt bei 4°N in ca. 600 m Tiefe eine Zunahme der Temperatur mit der Tiefe, die durch den hohen Salzgehalt dennoch in der Dichte stabil bleibt. Hier könnten Doppeldiffusive Prozesse in der diffusiven Form ('layering') auftreten. Deutlich ist, als Konsequenz des hohen Salzgehalts im Norden, ab ca. 4°N auch eine Neigung der Dichteflächen zu den Isothermen zu erkennen.

Die beiden Hauptquellen der Ventilation sind das in den Randmeeren gebildete RSW und PGW. Die hohen Oberflächentemperaturen in den Formationsgebieten der beiden

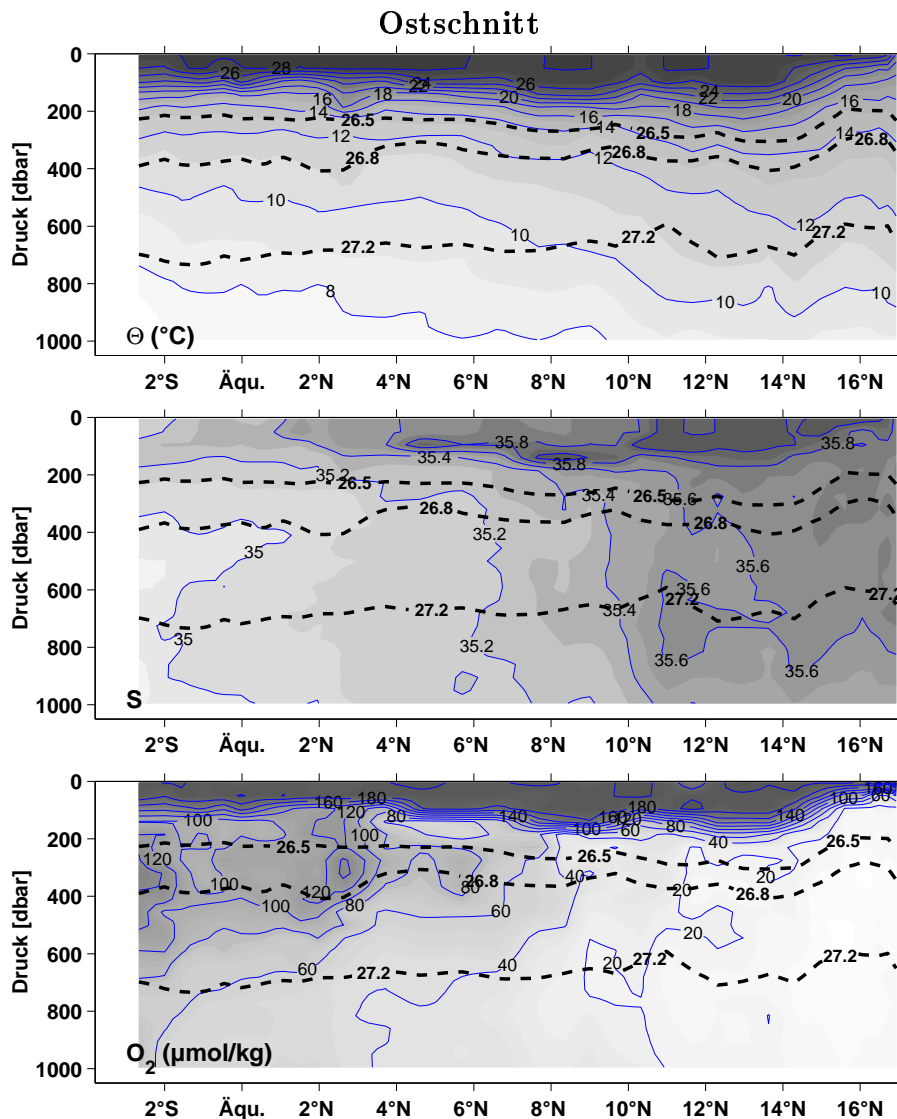


Abb. 5.23: (Von oben) Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und gelöstem Sauerstoff entlang des östlichen Schnittes. Dichtelinien der Modewasser (26.5 ; 26.8 kg m^{-3}) und des Roten Meer Wassers (27.2 kg m^{-3}) sind gekennzeichnet.

Wassermassen haben geringe O_2 Sättigungskonzentrationen (*Weiss*, 1970) zur Folge, eine große Sauerstoffzehrung während des Transports in den Randmeeren erniedrigt den Sauerstoffgehalt weiter. *Wyrski* (1971) gibt 50% (RSW) bzw. 70% (PGW) O_2 Sättigung bei Erreichen der Schwelle zum Indischen Ozean an. Beim Eintritt in den Indischen Ozean kommt es zu starker Vermischung mit der sauerstoffarmen Umgebung, die das O_2 Signal weiter verringert (*Mecking*, 1997). *Olson et al.* (1993) finden über ein O_2 /FCKW Budget eine Kombination aus moderater Strömung, moderater Sauerstoffzehrung von initial gering Sauerstoffhaltigem Wasser als Grund für die OMZ in der nördlichen Arabischen See.

Auch die Zirkulation in der Region läßt nur einen geringen Austausch mit dem Süden zu, da nördlich von ca. 10°N annähernd das ganze Jahr eine geschlossene zyklonale Zirkulationszelle existiert (Tomczak und Godfrey, 1994; You, 1997).

OMP Analyse

Zur Analyse der Daten wurden im Thermoklinenbereich nur das ICW und das RSW/-PGW (siehe Tabelle 5.1) einbezogen. Das geschah, da aus den Analysen der Südhemisphäre, speziell des tropischen Schnittes, deutlich wurde, daß das AAMW hier kaum Einfluß auf die Wassermassenzusammensetzung haben kann. So ergeben sich 2 Wassermassen (ICW und RSW/PGW) repräsentiert durch 3 Quellwassertypen (Tabelle 5.1) die die Zusammensetzung bestimmen.

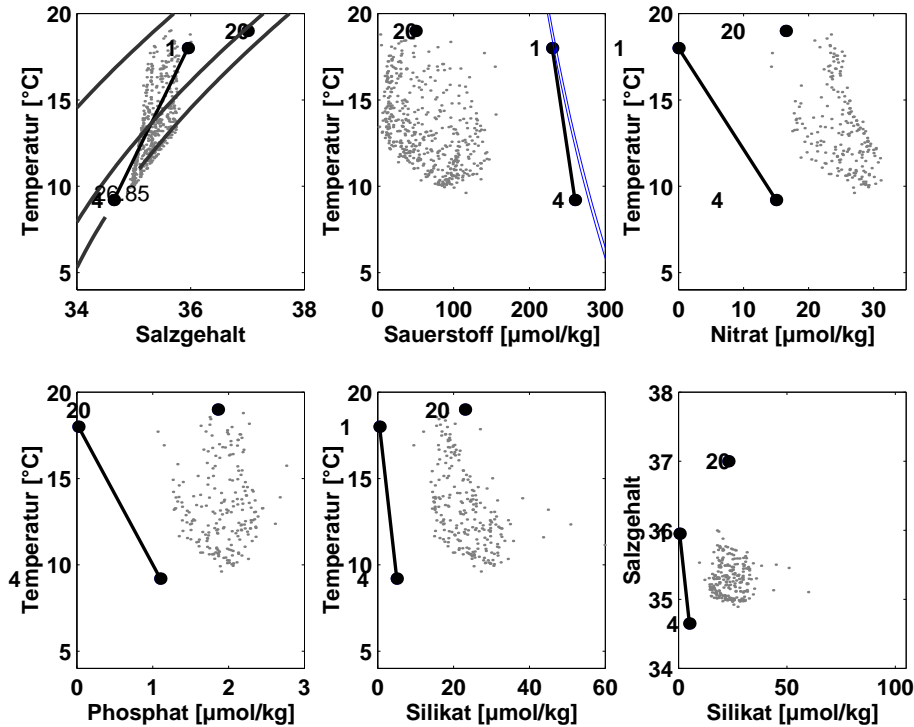


Abb. 5.24: Ausgewählte Tracer Diagramme der Daten der Reise *FS METEOR* M32/4 sowie die Position der Quellwassertypen: Linie zwischen 1 und 4 entspricht dem ICW und 20 dem RSW/PGW, Linien im T/S Diagramm sind $\sigma_\theta = 25.3, 26.0$ und 26.8 Isopyknen, im T/ O_2 Diagramm Sättigungslinien bei $S=34$ bzw. 35 .

Für die südliche Arabische See wird von Fischer *et al.* (1996) der Einfluß der Monsoonzirkulation zwischen 200 m und 300 m Tiefe angegeben. Ergebnisse unterhalb dieser Tiefen sollten daher die klimatologischen Verhältnisse wiedergeben.

Die Temperatur/Tracer Diagramme (Abb. 5.24) zeigen wieder die Positionen der gewählten Quellwassertypen zu den Daten. Auffällig ist dabei die Abweichung im T/S

Diagramm, bei hohen Temperaturen zu niedrigeren Salzgehalten und bei niedrigen Temperaturen zu höheren Salzgehalten. Diese kommt einer Rotation der T/S Charakteristik gleich, wie sie von *Schmitt* (1981) für Zentralwasser unter der Einwirkung von Doppeldiffusiv getriebenen Salzflüssen zu erwarten ist. Um diesem Umstand in der OMP Analyse Rechnung zu tragen, wurden Temperatur und Salzgehalt in der Nordhemisphäre zu 50% geringer gewichtet (siehe Tabelle 5.1). Wie weit diese Rotation auch durch den Einfluß des sehr salzreichen Arabische See Salzgehaltsmaximum Wassers (ASHSW) beeinflusst wird ist nicht klar. Das ASHSW wird lokal in der Arabischen See an der Obergrenze der Thermokline durch flache Konvektion gebildet (*Prasanna Kumar und Prasad*, 1999). Es kann durch Salzfinger ein Teil seines Salzes in das darunterliegende Zentralwasser abgeben. Ein Nachweis ist, durch die Schwierigkeiten in der korrekten Bestimmung der Salzflüsse (vergl. Abschnitt 4.3), im Moment nicht möglich.

Fehlerbestimmungen wurden wieder durch Verrauschen der Daten in der Größe des Meßfehlers und durch Verrauschen der Quellwassertypen ermittelt:

Verrauschen mit Meßfehler	ICW	RSW/PGW	$\Delta P_{r_{O/P}}$
Mittlerer Fehler	$\pm 1.2\%$	$\pm 2.2\%$	relativer Fehler 6.5%
Verrauschen Quellwassertypen			
Mittlerer Fehler	$\pm 3.1\%$	$\pm 4.1\%$	relativer Fehler 10%

Wassermassenverteilung

Auf beiden Schnitten (Abb. 5.26) dominiert das ICW die Wassermassenverteilung und nur in der Tiefe sind größere Anteile RSW/PGW zu erkennen. Im Ostschnitt treten diese, verbunden mit der Nähe des Einstromgebietes vom Persischen Golf Wasser, in geringeren Tiefen auf. Eine Trennung bei ca. 10°N in ein ventiliertes und in ein nicht ventiliertes Gebiet, wie sie die Hydrographie zeigte, ist aus den Wassermassenanteilen nicht ersichtlich. Die folgenden biogeochemischen Änderungen relativ zu den Quellen ergeben dazu ein aufschlußreicheres Bild.

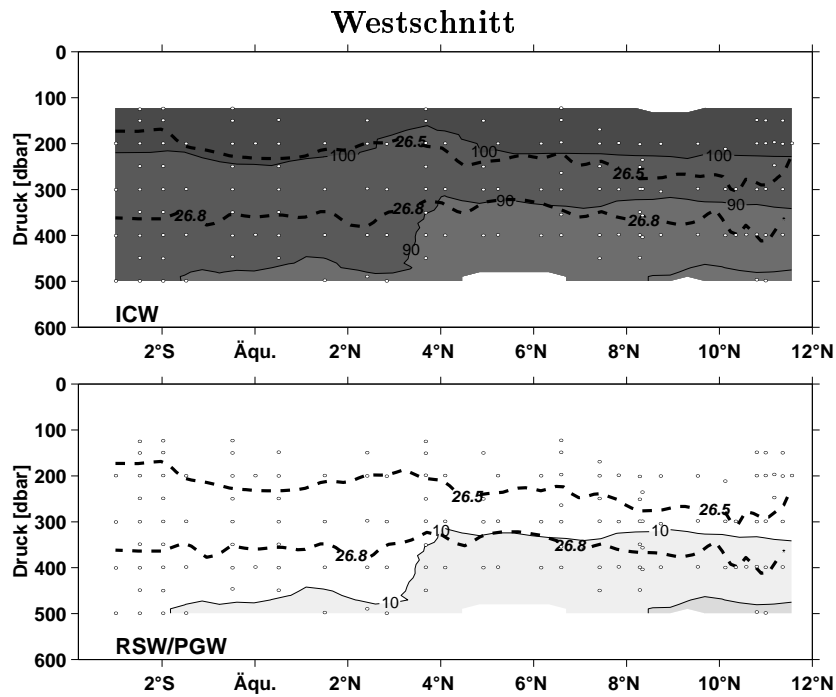


Abb. 5.25: Verteilung der Wassermassenanteile von ICW und RSW/PGW entlang des westlichen Schnittes von M32/4. Durchbrochene Linien markieren die Lage maximaler Modewasser-Einträge in der Südhemisphäre ($\sigma_\theta=26.5$ und 26.8 Isopykne).

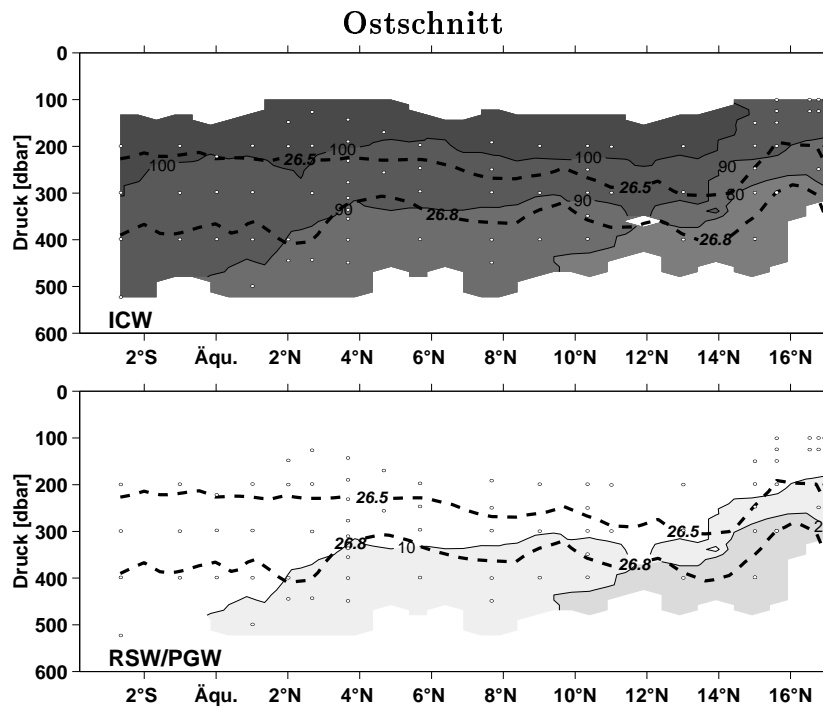


Abb. 5.26: Wie Abb. 5.25 nur für den östlichen Schnitt.

Biogeochemische Änderungen

In der biogeochemischen Änderung ($\Delta P_{r_{O/P}}$; Abb.5.27) ist bei etwa 8°N die Grenze zwischen dem von Süden ventilierten und dem aus den Randmeeren ventilierten Bereich zu erkennen.

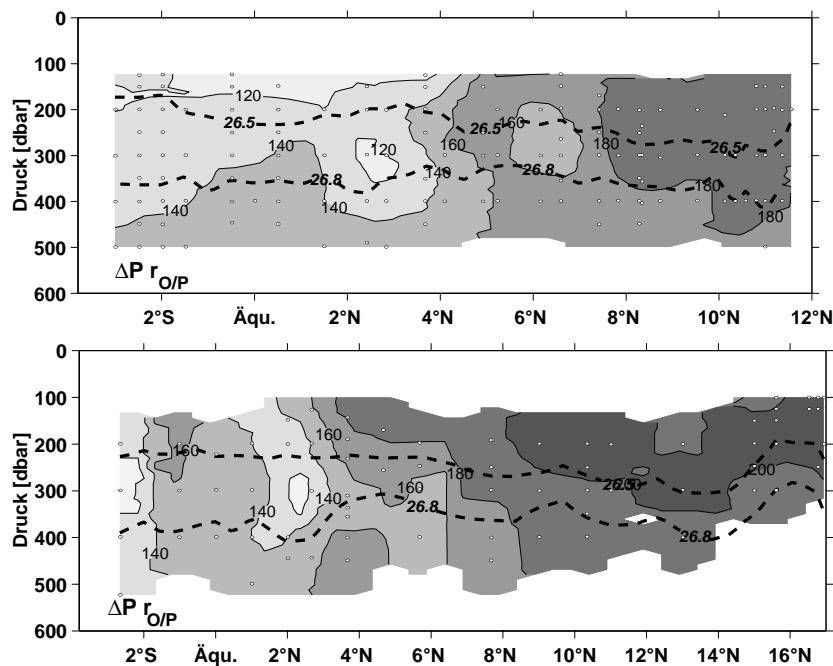


Abb. 5.27: Biogeochemische Komponente ($\Delta P_{r_{O/P}}$) entlang des westlichen (oben) und entlang des östlichen Schnittes (unten). Die durchbrochenen Linien markieren die $\sigma_\theta = 26.5$ und 26.8 kg m^{-3} Isopyknen.

Bei ca. 2°N in 300 m Tiefe ist auf beiden Schnitten ein Kern von Wasser mit geringerer biogeochemischer Änderung zu sehen. Dieses deutet auf eine ostwärtige Ausbreitung dieses Signals hin. Dieses ist mit den von *Schott et al.* (1997) beobachteten ostwärtigen Strömungen während der M32/4 Reise in Übereinstimmung.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die hydrographische Struktur der Arabische See sich mit aus dem Süden stammenden Zentralwasser und dem Roten Meer bzw. Persischen Golf Wasser beschreiben läßt. Die Ventilation von Süden ist auf den Bereich südlich von 8°N beschränkt. Südlich von 8°N ist ein ostwärtiger Transport aus den biogeochemischen Änderungen im Tracerfeld ableitbar.

5.5 Der 80°Ost Schnitt

Der Zonalschnitt entlang 80°O wurde im WOCE Projekt mehrmals in verschiedenen Phasen des Monsuns beprobt. Das geschah, um den Austausch zwischen der Arabischen See und dem Golf von Bengalen besser zu verstehen. Die im folgenden verwandten Daten stammen von zwei dieser Expeditionen, die neben Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoff auch Nährstoffdaten bereitstellen. Zwei Phasen der abklingenden Monsune können analysiert werden: Die Verhältnisse nach dem Nordostmonsun (Mitte März 1995) werden mit den nördlich des Äquators liegenden Stationen der I5 Ost Schnittes analysiert. Die Verhältnisse mit abklingenden Südwestmonsun (Mitte September 1994) wurden mit den Daten der *RV FRANKLIN* FR08/94 untersucht.

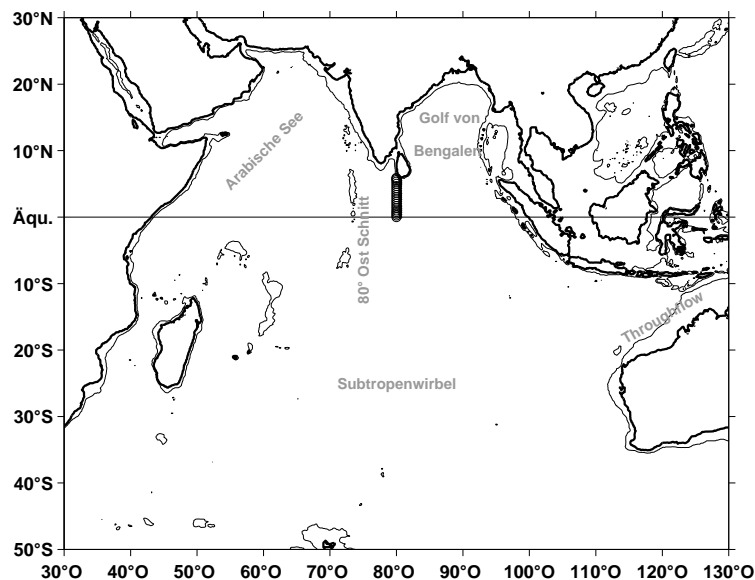


Abb. 5.28: Stationsverteilung (Kreise) der 80°Ost Schnitte nördlich des Äquators der Expeditionen *RV FRANKLIN* FR08/94 und *RV KNORR* I5 Ost. Dicke Linie: Küste, dünne Linie: 1000 m Kontur.

Tracerverteilung

Die Gegenüberstellung der hydrographischen Struktur für die beiden Monsunphasen (Abb. 5.29) zeigt hauptsächlich in den oberen 200 m große Unterschiede. Das ist in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von *Schott et al.* (1994) und *Reppin et al.* (1999), die aus direkten Strömungsmessungen den Einflußbereich der wechselnden nördlichen Äquatorialströmungen (Monsunstrom und Nordäquatorialstrom) bis in eine Tiefe von 200 m angeben. Bis zu dieser Tiefe werden abwechselnd salzreiches Wasser aus der Arabischen See ostwärts (Südwestmonsun) oder salzarmes Wasser aus dem Golf von Bengalen westwärts (Nordostmonsun) transportiert.

Die hydrographische Struktur der Thermokline unterhalb von 250 m ändert sich kaum mit dem Monsun. Der Salzgehalt ist fast konstant 35, bei Temperaturen zwischen 9°C bis 13 °C. Ein Kern von sauerstoffreichem Wasser zwischen 200 m und 400 m Tiefe ist ebenfalls in beiden Monsunphasen zu sehen, der jedoch in den Absolutwerten um $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ schwankt. Im abklingenden Südwestmonsun (Sept.) sieht man ein Sauerstoffmaximum bei 1°N, welches bei abklingenden Nordostmonsun (März) verschwunden ist. Dafür hat sich zu der Zeit ein Maximum bei 5°N entwickelt. Es ist zu erwähnen, daß die O_2 Maxima zwischen der 26.5 und der 26.8 Isopykne liegen und damit zwischen den beiden Modewasser Dichten aus der Südhemisphäre.

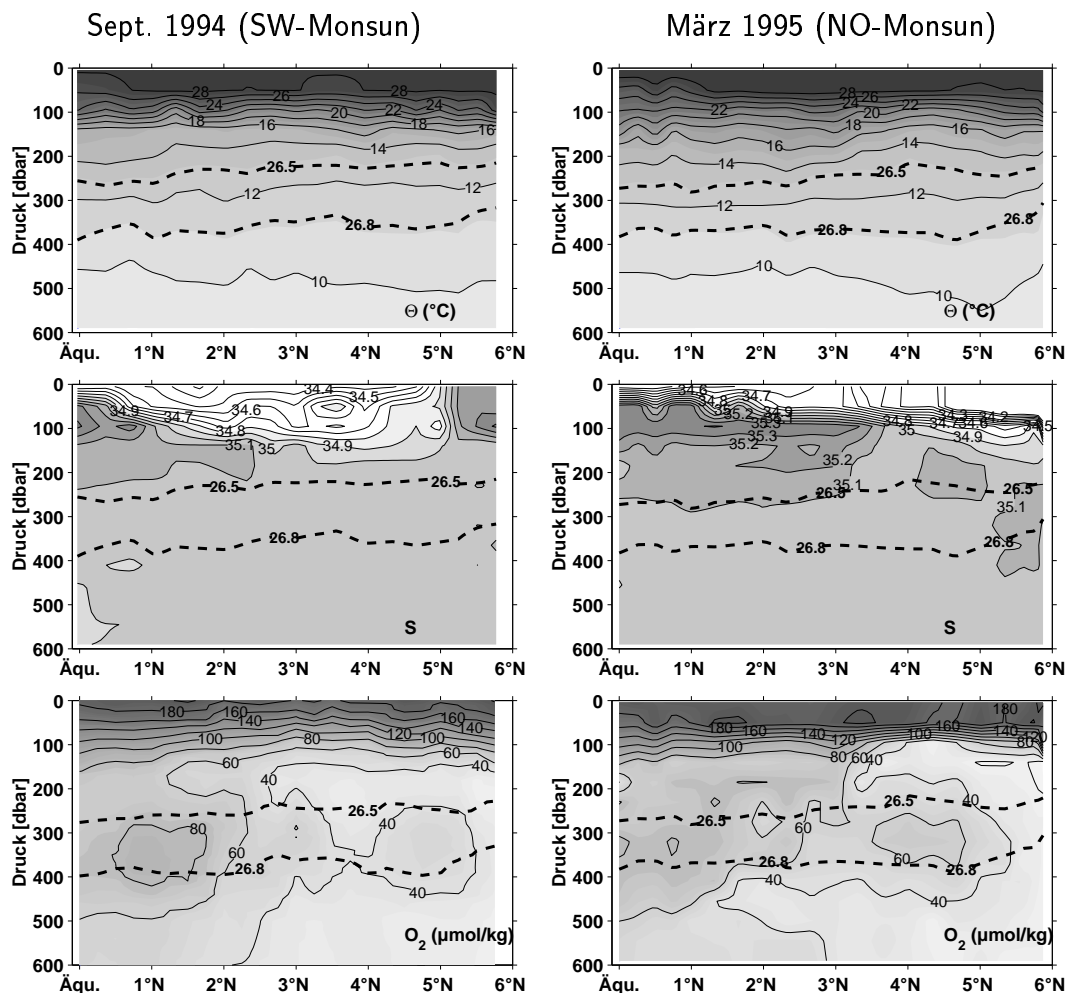


Abb. 5.29: (Von oben) Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und gelöstem Sauerstoff auf beiden Schnitten (links; FR08/94; rechts: I5 Ost). Dichtelinien der Modewasser (26.5; 26.8 kg m^{-3}) sind gekennzeichnet.

OMP Analyse

Aus der Hydrographie sowie der Analyse der Arabischen See Daten im vorigen Abschnitt, war der Einfluß des ICW als der wichtigsten Wassermasse der Ventilation schon bestimmt worden. Das AAMW war in der Arabischen See nicht mehr zur Analyse als Quellwasser aufgenommen worden, da auf den I2 Schnitt nur noch geringe Anteile (10%) ab 70°O zu finden sind. Hier, bei 80°O , wird das AAMW wieder in die Analyse aufgenommen. Das geschah, um ein "salzarmes" Wasser in der Analyse zur Verfügung zu stellen. Dieses Wasser muß nicht aus dem Indopazifischen Einstrom stammen. Da es allgemein für die Charakteristik "salzarm" steht, kann es auch Wasser aus dem Golf von Bengalen sein.

Das Indische Äquatorialwasser (IEW) schließt die Thermokline zur Tiefe ab, wie aus der Analyse des Meridionalschnittes des Subtropenwirbels ersichtlich ist. Das Rote Meer bzw. Persischer Golf Wasser (RSW/PGW) wird im folgenden nicht als Quellwasser aufgenommen. Es findet jedoch über das IEW eine gewisse Berücksichtigung, da dieses hauptsächlich aus RSW/PGW zusammengesetzt ist (Vergl. Abschnitt 4.4.2).

Die Quellwassertypen, die zur OMP Analyse der Daten verwandt wurden, waren die

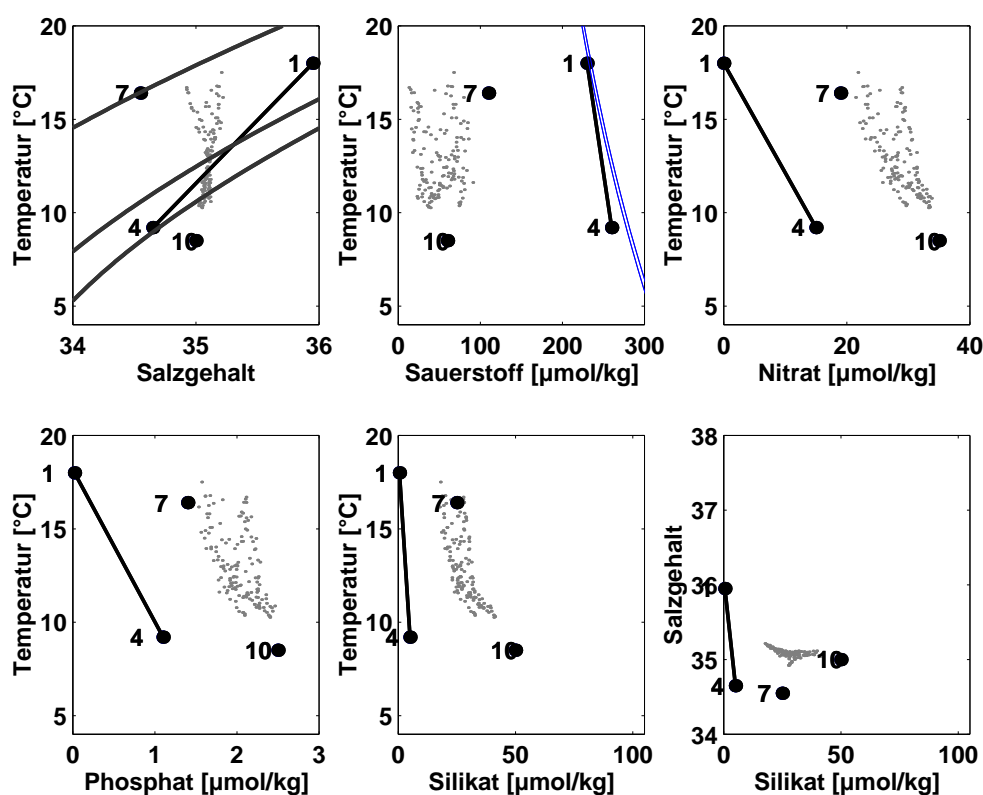


Abb. 5.30: Ausgewählte Tracer Diagramme entlang 80°O , sowie die Position der Quellwassertypen: ICW (1 und 4), AAMW (7) und IEW (10). Linien im T/S Diagramm sind $\sigma_\theta = 25.3$, 26.0 und 26.8 Isopyknen, im T/ O_2 Diagramm Sättigungslinien bei $S=34$ bzw. 35.

des ICW, des IEW sowie des AAMW (Vergleiche Tab. 5.1). Die Temperatur/Tracer Diagramme (Abb. 5.24) verdeutlichen die Position der gewählten Quellwassertypen (gekennzeichnet durch Identifikationsnummern) relativ zu den Daten. Auch für diese Analyse wurde eine geringere Gewichtung von Temperatur und Salzgehalt gewählt als in der Südhemisphäre, um die Änderung der T/S Charakteristik durch Salzflüsse zu berücksichtigen.

Verrauschen mit Meßfehler	ICW	AAMW	IEW	$\Delta P_{r_O/P}$
Mittlerer Fehler	$\pm 2.1\%$	$\pm 4.1\%$	$\pm 3.7\%$	relativer Fehler 4.3%
Verrauschen Quellwassertypen				
Mittlerer Fehler	$\pm 3.9\%$	$\pm 6.0\%$	$\pm 3.9\%$	relativer Fehler 6.2%

Wassermassenverteilung

Die Wassermassenverteilung (Abb. 5.31 und 5.32) ändert sich in den verschiedenen Monsunphasen für den Großteil des Bereiches kaum, wie es auch schon die Hydrographie nahelegte.

Das Zentralwasser (ICW) dominiert wieder den Großteil des untersuchten Tiefenbereiches. Bei ca. 100 m Tiefe sieht man am Nordrand den Wechsel im Transport von salzarmen Wasser (AAMW) im Nordostmonsun und ICW im Südwestmonsun. Da das

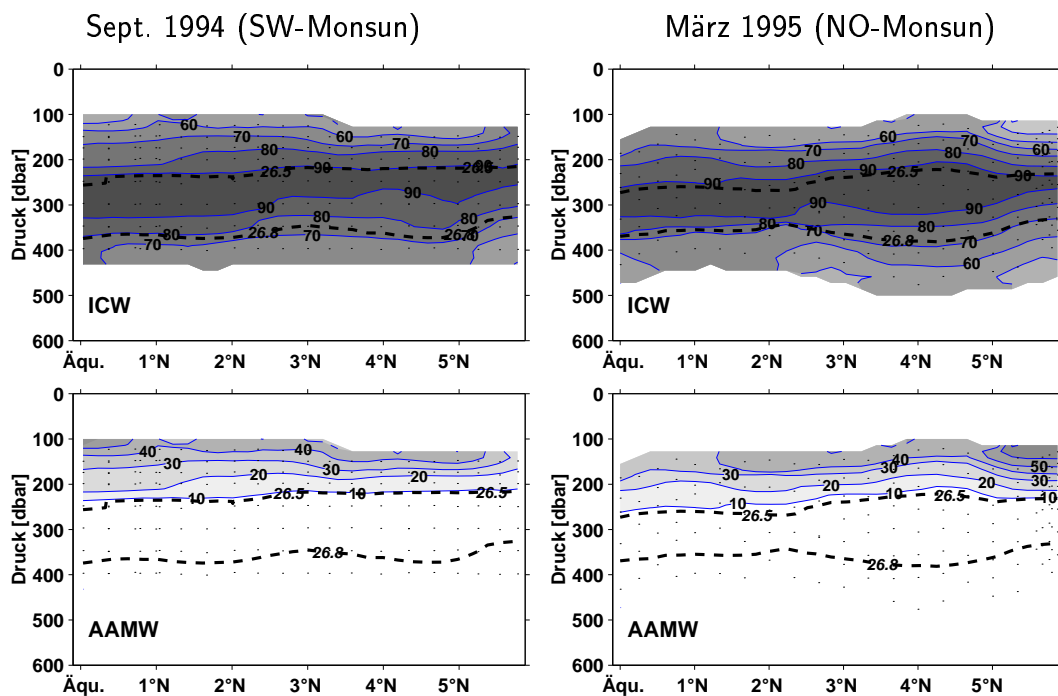


Abb. 5.31: Verteilung der Wassermassenanteile von ICW und AAMW entlang 80°O nördlich des Äquators. Durchbrochene Linien markieren die Lage maximaler Modewasser Einträge in der Südhemisphäre entlang der $\sigma_\theta = 26.5$ und 26.8 Isopykne.

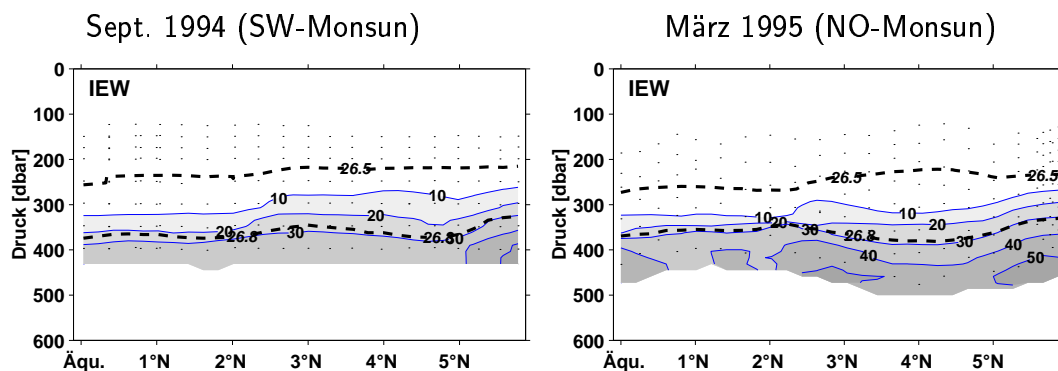


Abb. 5.32: Wie Abb. 5.31 für IEW.

AAMW als Quellwassertyp für salzarmes Wasser steht, kann es sich um Wasser aus dem Golf von Bengalen handeln und bzw. oder aus dem Indopazifischen Einstrom. Eindeutig läßt sich das aus dieser Untersuchung nicht feststellen. Die folgende Analyse der Klimatologie zeigt, daß es sich um Wasser aus dem Golf von Bengalen handelt.

Das Indische Äquatorialwasser (IEW) ist über den ganzen Bereich in der Tiefe sichtbar. Dabei ist zu berücksichtigen, daß es sich auch um Wasser aus dem Roten Meer bzw. aus dem Persischen Golf (RSW/PGW) handeln kann. Die Zunahme der Wassermassenteile am Schelfrand im Norden sind so als Transport von RSW/PGW interpretierbar.

Biogeochemische Änderungen

Die biogeochemischen Änderungen referenziert auf den Sauerstoff (Abb. 5.33) zeigen, wie auch die Hydrographie und die Verteilung der Wassermassen, eine geringe Monsunabhängigkeit. Im Südwestmonsun reicht die Zunge maximaler biogeochemischer Korrektur zwischen 200 m und 350 m Tiefe, durchgängig von der Küste Sri Lankas bis 3°N. Im Nordostmonsun dagegen ist dieses nur noch auf ein schmales Band 1° südlich von Sri

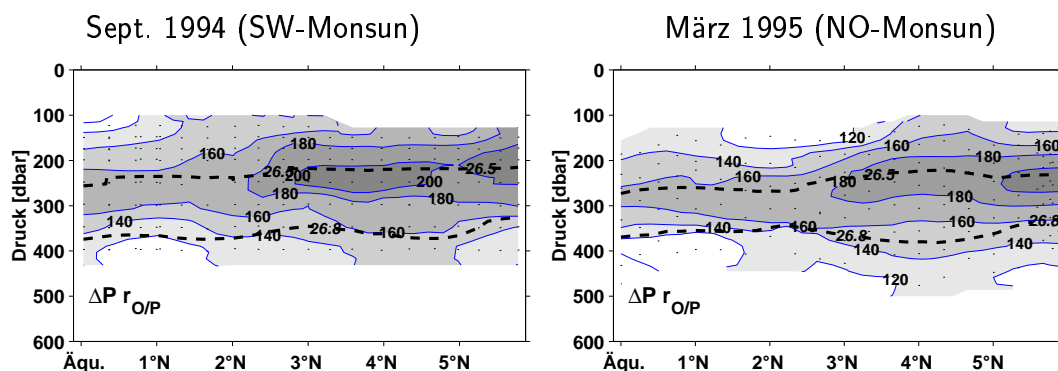


Abb. 5.33: Verteilung der biogeochemischen Komponente ($\Delta P r_{O/P}$) 80°O nördlich des Äquators. Die durchbrochenen Linien markieren die Lage der $\sigma_\theta=26.5$ und 26.8 Isopyknen.

Lanka konzentriert. Es kann sich dabei um Wasser aus der Arabischen See handeln das entlang der Küste von Indien im Unterstrom während des Südwestmonsuns südwärts transportiert wird (*Shetye et al.*, 1990). Genauso ist aber auch der Transport von sauerstoffarmen Wasser aus dem Golf von Bengalen denkbar. Über die OMP Analyse läßt sich dieses aus den hier vorliegenden Daten nicht ermitteln.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß der Meridionalschnitt entlang 80°O im Tiefenbereich unterhalb von 200 m in den unterschiedlichen Monsunphasen geringe Variabilität zeigt. Oberhalb von 200 m ist ein Wechsel im Transport von Wasser aus dem Golf von Bengalen und der Arabischen See aus der OMP Analyse ableitbar. Im Bereich von 250 m Tiefe, entsprechend der 26.5 kg m⁻³ Isopykne, sind die größten biogeochemischen Korrekturen auf betreffende Tracer nötig.

5.6 Klimatologie

Um den mittleren Zustand der Wassermassen Zusammensetzung des Indischen Ozeans zu untersuchen, werden die klimatologischen Daten des SAC analysiert. Die Daten liegen als Jahresmittelwert auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter mit den Tracern Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff, Nitrat, Phosphat und Silikat vor. Zur Untersuchung werden die Daten auf 4 ausgewählte Dichteflächen interpoliert. Als Dichteflächen wurden die 26.0, die 26.5 und die 26.8 kg m^{-3} Isopykne, repräsentativ für den von der lateralen Subduktion ventilierten Bereich, und die 26.9 kg m^{-3} , unterhalb des durch Subduktion ventilierten Bereiches, gewählt.

Die Übergänge zur Oberflächenmischungsschicht und zum tiefen Ozean werden dabei ausgespart indem nur Daten mit $\text{AOU} > 15 \mu\text{mol kg}^{-1}$ und $\theta > 9^\circ\text{C}$ analysiert werden. In der Druckverteilung auf den Dichteflächen (Abb. 5.34) wird hauptsächlich die Wölbung des Subtropenwirbels sichtbar, die mit der antizyklonalen Zirkulation übereinstimmt. Im südlichen Indischen Ozean ist eine Druckdifferenz von bis zu 200 dbar zwischen dem äußersten Osten und Westen sichtbar, die bei der Diskussion des I5 Schnittes schon Erwähnung fand.

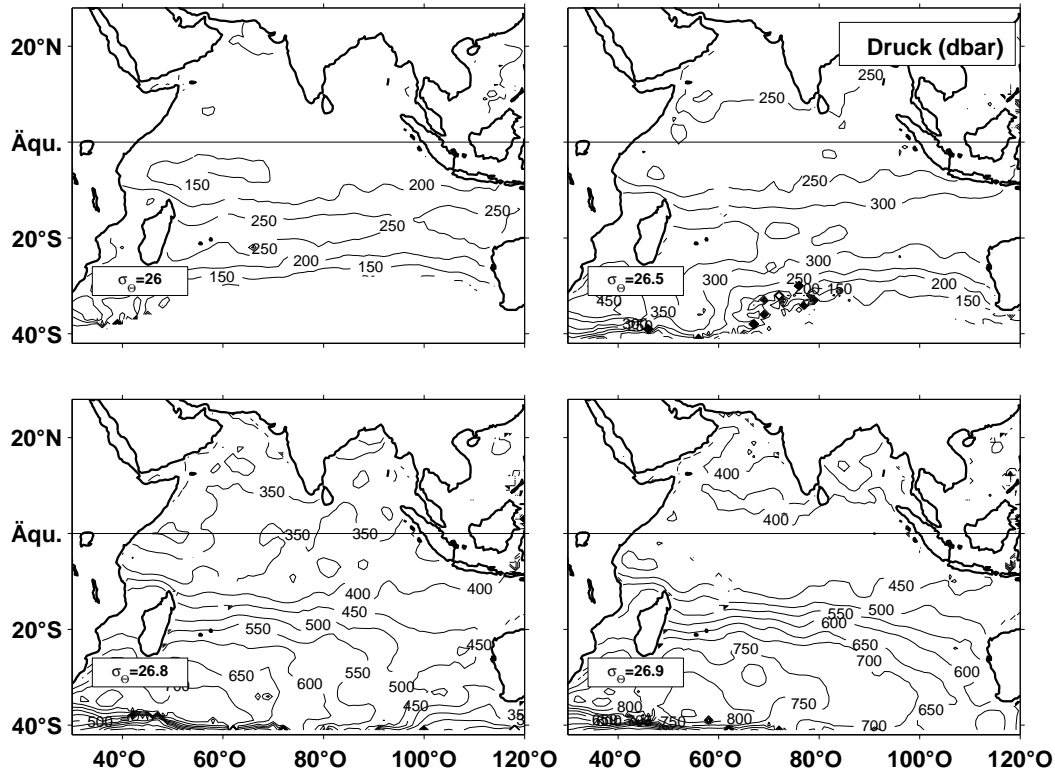


Abb. 5.34: Druckverteilung (dbar) auf den analysierten Dichteflächen.

OMP Analyse

Im SAC Datensatz stehen 6 Tracer zur Verfügung, somit konnten Vermischungsanteile von 5 Quellwassertypen und die biogeochemischen Veränderungen (ΔP) analysiert werden. Aus den vorangegangenen Einzeluntersuchungen ergab sich für den Untersuchungsbereich, ohne daß Wassermassen unterhalb der ventilierten Thermokline betrachtet werden, eine Aufspaltung der Quellwassertypen für Nord- und Südhemisphäre. Die Definitionswerte wurden dabei Tabelle 5.1 entnommen.

	Quellwasser		
Nordhemisphäre (bis 5°S)	ICW (1 und 4)	AAMW ^a (7)	RSW/PGW (9)
Südhemisphäre (bis 5°N)	ICW (1 und 4)	AAMW (6 und 7)	

^a Nur oberer Quellwassertyp wurde, stellvertretend für salzarmes Wasser, verwandt

Die regionalen Studien zeigten, daß der Äquator als Barriere zwischen den Wassermassen der Nord- und der Südhemisphäre wirkt. Um die Übergänge zwischen den Hemisphären bei der eingeschränkten Auswahl an Quellwassertypen zu verbessern, überlappen die Regionen bei der Analyse um 3°. Für die folgenden Darstellungen wurden die Daten gemittelt.

Wassermassenverteilung

Abbildungen 5.35, 5.37 und 5.36 zeigt die Wassermassenverteilungen vom Wasser aus dem Subtropenwirbel (ICW), vom Wasser aus dem Indopazifischen Einstrom (AAMW), sowie vom Roten Meer bzw. Persischen Golf (RSW/PGW). Die Verteilung des ICW macht die Dominanz des Zentralwassers und des Modewassers im gesamten Indischen Ozean deutlich. Verringerte Wassermassenanteile sind hauptsächlich in den Ausstromgebieten der Randmeere zu erkennen (Vergl. Abb. 5.37 und 5.36).

Die Analyse des RSW/PGW zeigt (Abb. 5.36), je nach Dichtefläche, eher den Einfluß des Persischen Golfes (Ausstromdichte 26.6 kg m^{-3}) oder den des Roten Meeres (Ausstromdichte 27.2 kg m^{-3}). Da der analysierte Bereich nur bis zur 26.9 kg m^{-3} Isopykne reicht, dominiert generell das PGW. Im Golf von Aden ist, auf der 26.9 kg m^{-3} Isopykne, als Ausstrom aus dem Roten Meer, ein hauptsächlich dem RSW zuzuordnendes Signal zu erkennen.

Der Einflußbereich des RSW/PGW nimmt mit der Dichte nach Süden zu, sodaß er auf der 26.9 kg m^{-3} Isopykne bis ca. 2°S reicht. Einen weiter nach Süden reichenden Einfluß im Mozambique Kanal, wie er von *Wyrtki* (1971) für das RSW beschrieben wird, ist jedoch erst auf tieferen Isopyknen zu erwarten. *Wyrtki* gibt ein Anwachsen der Dichte

des Salzgehaltsmaximums des RSW von 27.2 kg m^{-3} auf 27.6 kg m^{-3} an. Der Einfluß des RSW/PGW im Golf von Bengalen ist in guter Übereinstimmung mit *Wyrтки's* PGW Ausbreitung.

You und Tomczak (1993) untersuchten ebenfalls Dichteflächen in diesem Bereich ($25.7, 26.7, 27.9, 27.1$ und 27.2 kg m^{-3}) auf ihre Wassermassenzusammensetzung. Dabei verwendeten sie die klassische OMP Analyse und brachten ein Nordindisches Zentralwasser (NICW), als gealtertes Zentralwasser, ein. Dadurch reduzierten sie die Fehler, die durch das nicht-konservative Verhalten einiger Tracer, bei Verwendung der klassischen OMP Analyse, zustande kommen. Da das NICW im Golf von Bengalen definiert wurde, dort aber das Wasser durch das PGW beeinflusst ist (*Wyrтки*, 1971), beinhaltet das NICW auch eine Charakteristik des PGW. Es ist daher nicht verwunderlich, daß die Autoren unterhalb der 25.7 kg m^{-3} Isopykne keinen direkten RSW/PGW Einfluß mehr fanden. Die Ergebnisse sind mit den hier dargestellten nur begrenzt vergleichbar, da die Wahl der Quellwasser sehr unterschiedlich war.

Der Indopazifische Einstrom unterbricht in einem zonalen Band bei ca. 10°S die Dominanz des ICW's. Die Charakteristik geht durch Vermischung mit dem ICW verloren, sodaß bei 80°O nur noch 30-40% AAMW vorhanden sind. Der Haupteintrag findet ober-

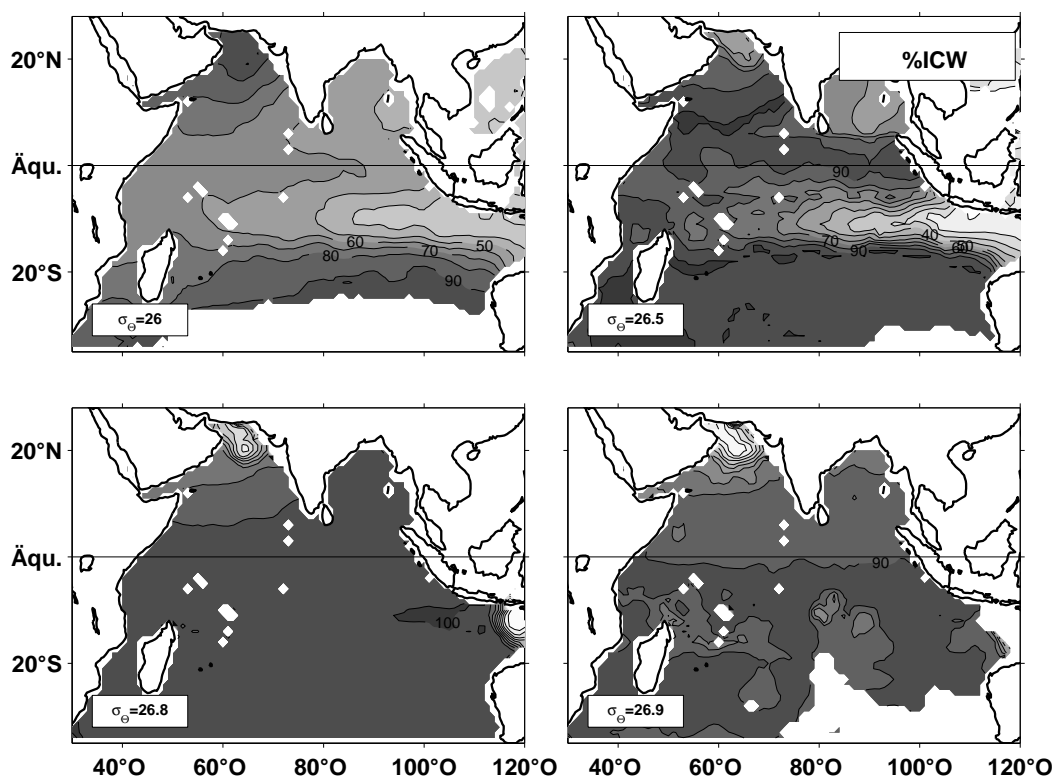


Abb. 5.35: Verteilung des Indischen Zentralwasser (ICW) auf ausgewählten Dichteflächen.

halb der 26.5 kg m^{-3} Isopykne statt und bestätigt damit die Ergebnisse von *Gordon et al.* (1997).

You und Tomczak (1993) fanden den Eintrag bis zur 27.3 kg m^{-3} Isopykne herun-
reichend. Dabei war das Signal in der oberen Thermokline durch die T/S Eigenschaften,
und unterhalb durch das Silikat charakterisiert. Da sie die klassische OMP Analyse ver-
wandten, konnten sie nicht die Quellwassercharakteristik in der Formationsregion benut-
zen. Das in der vorliegenden Arbeit benutzte erweiterte Modell zeigt den tiefreichenden
AAMW Einfluß nur für die unmittelbare Einstromregion zwischen Java und Australien.
Die Zunahme des Anteils von AAMW im Golf von Bengalen ist weniger als ein Ergeb-
nis der Ausbreitung des Wassers aus dem Indopazifischen Einstrom, als vielmehr durch
den zusätzlichen Frischwassereintrag zu interpretieren. Auf der 26.0 kg m^{-3} Isopykne ist
zu erkennen, daß der Transport nach Süden durch die Straße von Mozambique erfolgt.
Das kann als Teil der Warmwasseroute des Conveyer Belt (*Gordon*, 1986) interpretiert
werden. *You und Tomczak* (1993) fanden keinen Hinweis auf einen Südtransport.

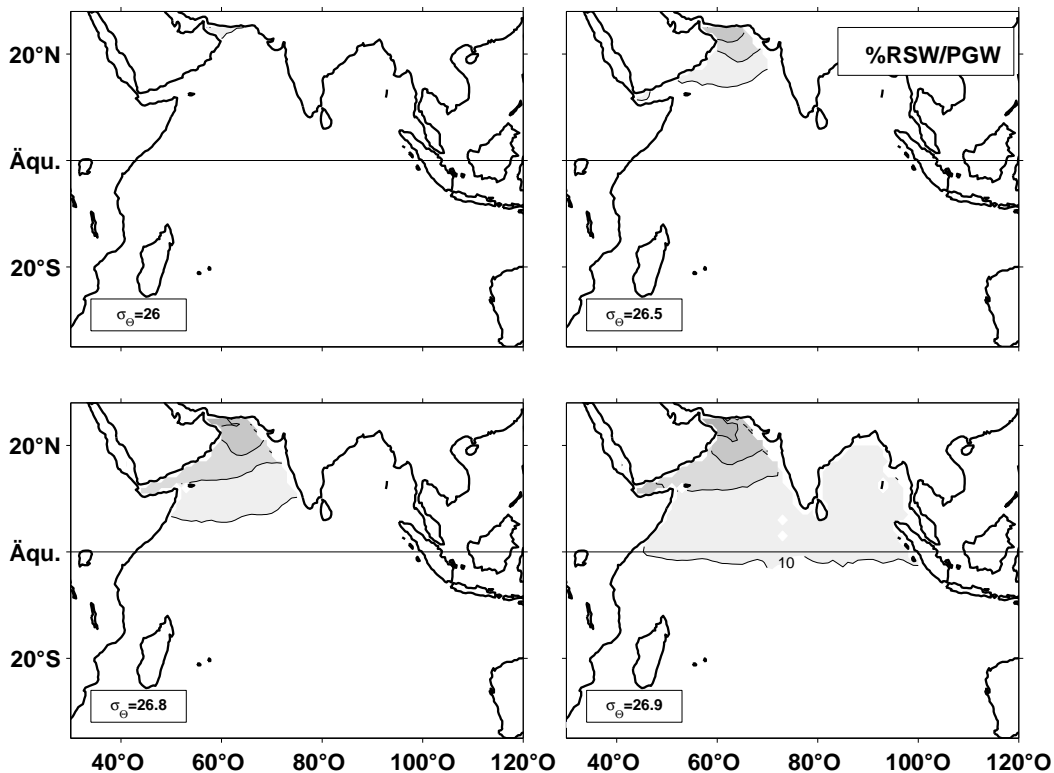


Abb. 5.36: Verteilung des RSW/PGW auf ausgewählten Dichteflächen.

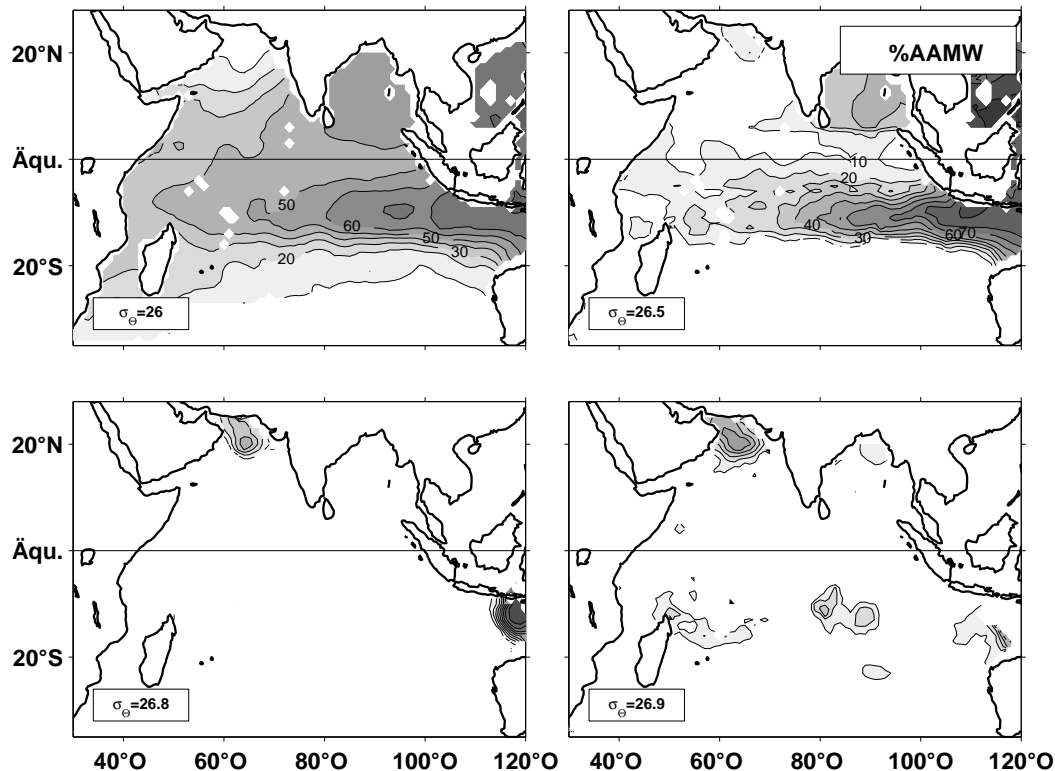


Abb. 5.37: Verteilung des AAMW auf ausgewählten Dichteflächen.

Biogeochemische Änderungen

Die beckenweite Verteilung der biogeochemischen Veränderungen referenziert auf den Sauerstoff (Abb. 5.38) zeigt schon einige Hauptcharakteristika der Ventilation, die jedoch im folgenden Kapitel mit Hilfe der Sauerstoff *Misch-Alter* detaillierter untersucht werden. Auf der 26.8 und 26.9 kg m⁻³ Isopykne ist vor der Küste Javas eine Zone verstärkter biogeochemischer Korrektur zu erkennen, die mit den "Schattenzonen" der Thermoklinenmodelle (Luyten *et al.*, 1983) verbunden sein kann. Das zeigten auch schon die Einzeluntersuchungen. Oberhalb dieser Isopyknen verhindert der Einfluß des Indopazifischen Einstroms die Existenz der "Schattenzone".

Die geringere Korrektur, die nördlich Sokotras und dem Horn von Afrika erkennbar ist, kann auf den hier stattfindenden Austausch durch die Abd al Kuri Passage zurückführbar sein (Schott *et al.*, 1997). Der Transport von Sauerstoff vom Süden in den Norden, geschieht über die westlichen Randströme. In Äquaturnähe ist zudem ein Zonaltransport erkennbar. Dieser zeigt die Bedeutung des äquatorialen Stromsystems für die Ventilation des östlichen Indischen Ozeans. Im südlichen Subtropenwirbel ist im Südwesten eine Zunahme der Korrektur zu sehen. Die Verteilung legt nahe, daß es sich um rezirkuliertes Wasser handeln kann, das im Mozambique Kanal rezirkuliert und sich im Südosten mit

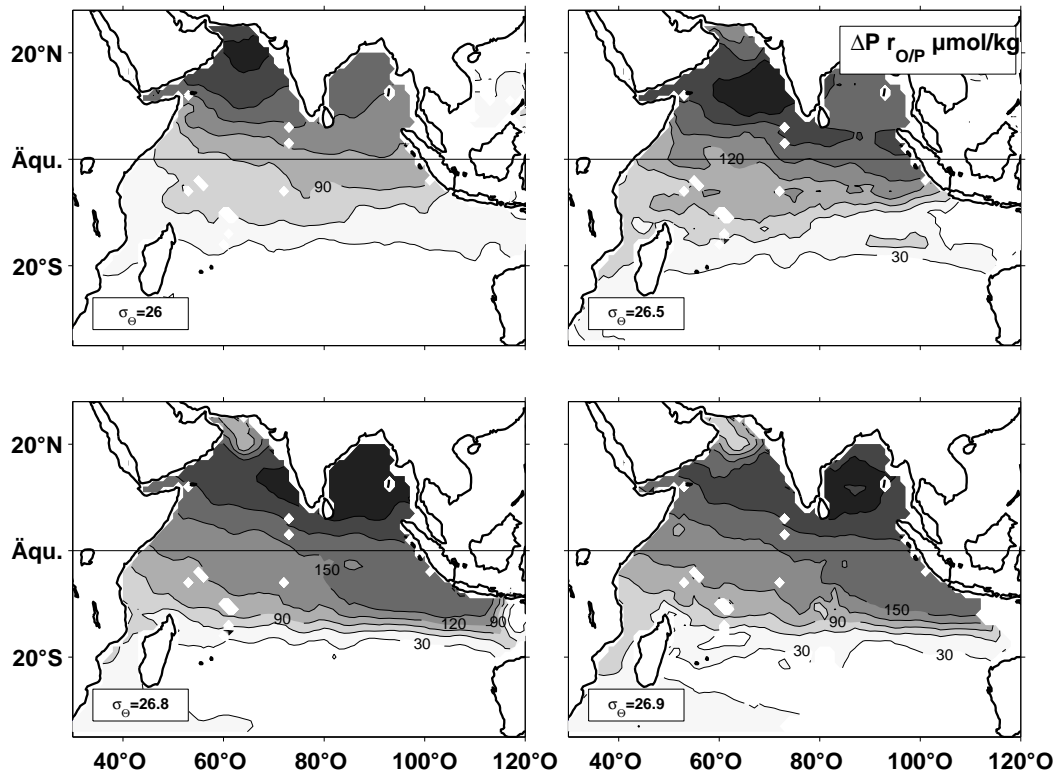


Abb. 5.38: Biogeochemische Änderungen referenziert zum Sauerstoff ($\Delta P r_{O/P}$) auf ausgewählten Dichteflächen.

frisch subduziertem Wasser vermischt. Das Wasser mit der größten Korrektur ist auf der 26.8 Isopykne im Golf von Bengalen und auf der 26.5 Isopykne vor der Westküste Indiens zu finden.

Zuletzt soll noch ein Vergleich der Verteilung des Wassers aus dem Indopazifischen Einstrom, mit Simulationsergebnissen aus einem numerischen Modell von *Joseph und Swathi* (1999) gezeigt werden. In dem Modell wurden in einer Box von 10°S bis 14°S und 116°O bis 120°O von der Oberfläche bis in 400 m Tiefe passive Tracer eingebracht. Die Tracerwolke wurde für 3 Jahre Simulationszeit verfolgt (Abb. 5.39, links). Für den hier gezeigten Fall wurde das Modell mit wöchentlichen synoptischen Windstress Daten angetrieben. Die Verteilung der Tracer nach 3 Jahren stimmt qualitativ gut mit der mittleren Verteilung des Wassers aus dem Indopazifischen Einstroms entlang 10°S überein, wie ihn die OMP Analyse erbringt (Abb. 5.39, rechts). Hauptsächlich wird das Wasser in den oberen 200 m nach Westen transportiert.

Joseph und Swathi (1999) entließen ebenfalls Tracer in der Arabischen See bei 66°O bis 70°O und 6°N bis 10°N zwischen der Oberfläche und 400 m Tiefe. Dabei fanden sie den Transport konzentriert auf die oberen 200 m. Dieses paßt gut mit den hier gefun-

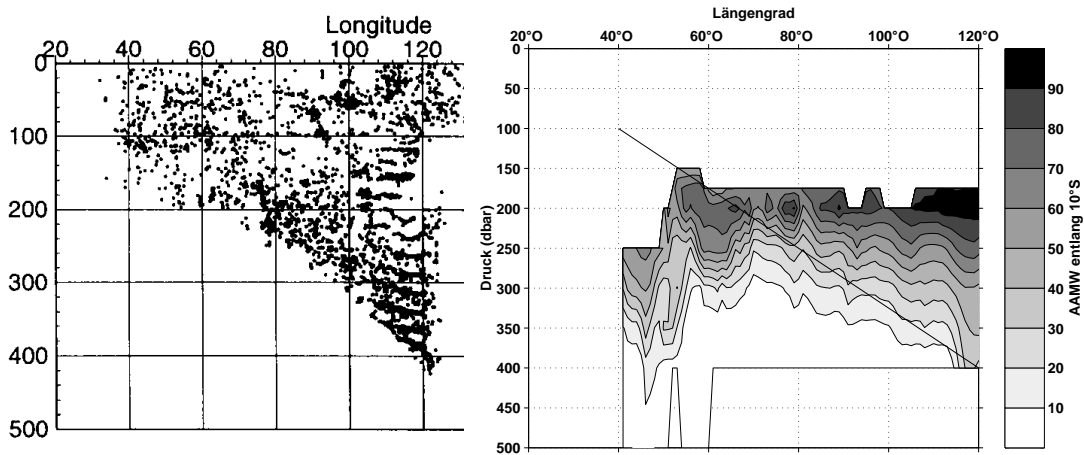


Abb. 5.39: (links) Position passiver Tracer nach 3 Jahren Simulationszeit aus einem numerischen Modell (*Joseph und Swathi*, 1999). (rechts) Wassermassenverteilung des Indopazifischen Einstroms entlang 12°S aus klimatologischen Daten. Die Linie soll den Vergleich zwischen den Abbildungen erleichtern.

den großen biogeochemischen Änderungen in dieser Region unterhalb der 26.0 kg m^{-3} Isopykne zusammen. Das Wasser wird nur noch gering advehiert, es bleibt viel Zeit für biogeochemische Änderungen.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß die klimatologischen Daten gut die Details aus den Einzeluntersuchungen bezüglich der Verteilung der Wassermassen wie der Verteilung der biogeochemischen Änderungen wiedergeben. Das Rote Meer/Persischer Golf Wasser läßt sich im untersuchten Dichtebereich bis maximal 2°S nachweisen. Der Einfluß des Wassers aus dem Indopazifischen Einstrom (AAMW) wurde nur bis zur 26.5 kg m^{-3} Isopykne, d.h. bis in ca. 300 m Tiefe, nachgewiesen. Auf der 26.0 kg m^{-3} Isopykne (oberste der analysierten Isopyknen) ist ein südwärtiger Transport des AAMW im Mozambique Kanal sichtbar.

Die $\Delta P_{\text{rO/P}}$ Verteilung im Subtropenwirbel zeigt die Rezirkulation von dem im Osten subduzierten Wasser. Ein Transport von Sauerstoff über die westlichen Randströme ist ebenfalls erkennbar.

Der Vergleich mit Simulationsergebnissen eines numerischen Modells, zeigt qualitativ gut die Ausbreitung des Wassers aus dem Indopazifischen Einstrom.

5.7 Zusammenfassung

Die Ergebnisse der OMP Analysen der WOCE Schnitte sowie der klimatologischen Daten (SAC) nördlich von 35°S lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Den größten Beitrag im gesamten untersuchten Dichtebereich nördlich von 35°S, wird durch das im Südosten durch Subduktion gebildete Zentralwasser/Modewasser (ICW) erbracht.
- Im Subtropenwirbel zeigen die klimatologischen Daten eine Rezirkulation des im Südosten subduzierten Wassers.
- Der Indopazifische Einstrom ist westlich von 100°O nur bis maximal 300 m Tiefe an der Wassermassenstruktur der Thermokline beteiligt.
- Im Thermoklinenbereich der Südhemisphäre kann im Ostteil für Dichten größer als 26.5 kg m^{-3} , trotz des Indopazifischen Einstroms, die Existenz einer "Schattenzone" aus den biogeochemischen Änderungen im Tracerfeld erwartet werden.
- Die Nordhemisphäre wird hauptsächlich über Advektion aus der Südhemisphäre ventiliert. Eine zusätzliche Quelle ist Wasser aus dem Persischen Golf bzw. dem Roten Meer, welches lokal die biogeochemischen Änderungen beeinflusst.
- Wasser aus dem Roten Meer bzw. Persischen Golf ist nur nördlich von 2°S im untersuchten Dichtebereich nachweisbar.
- Der Austausch zwischen der Arabischen See und dem Golf von Bengalen ist im Tiefenbereich unterhalb von 200 m nur gering monsunabhängig.

6. Die Ventilation und Zirkulation

In diesem Kapitel werden, unter Verwendung der Ergebnisse der vorherigen Kapitel, Informationen über die Zirkulation und die Ventilation der Thermoklinen abgeleitet. Dazu werden die aus der OMP Analyse ermittelten biogeochemischen Änderungen mit Hilfe der Zehrungsrate (vergl. Abschnitt 3.5.3) in Sauerstoff *Misch-Alter* konvertiert. Die *Misch-Alter* ermöglichen es, Aussagen über Zirkulationspfade und Ventilationszeiten abzuleiten. Wenn möglich wird durch Kombination mit FCKW *Misch-Alter* eine direkte Bestimmung von individuellen Wassermassenaltern durchgeführt. Über die in Kapitel 4.4 ermittelten Eintragsvolumen durch Subduktion werden Bilanzrechnungen durchgeführt.

6.1 Verteilung der *Misch-Alter*

Die im vorherigen Kapitel abgeleitete Verteilung der biogeochemischen Änderungen kann mit den Sauerstoffzehrungsraten (OUR) in Sauerstoff *Misch-Alter* überführt werden. Dazu wurde die in Kapitel 3.5.3 ermittelte dichteabhängige OUR benutzt (Gl. 3.7). Die beckenweite Verteilung der *Misch-Alter* aus den klimatologischen Daten erlaubt es, Aussagen über Zirkulation und Ventilation zu treffen. Grundsätzlich sollte in Ausbreitungsrichtung das *Misch-Alter* zunehmen, dabei ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit größer, je geringer die *Misch-Alter* Gradienten sind. Geringste Alter treten dort auf, wo Wassermassen einströmen, was bei der Interpretation berücksichtigt werden muß.

Die Verteilung der *Misch-Alter* (Abb. 6.1) zeigt im Südosten das Eindringen von jungem Modewasser/Zentralwasser (ICW). Dieses breitet sich nach Nordwesten aus, was mit zunehmender Tiefe (Dichte) deutlicher zu erkennen ist. Südöstlich von Madagaskar ist der Eintrag von rezirkuliertem Wasser im Anwachsen der *Misch-Alter* erkennbar.

Besonders auf den beiden unteren Isopyknen ist über den gesamten Ozean bei etwa 15°S ein großer Altersgradient zu erkennen. Eine derartige Verteilung ist konsistent mit dem aus dem mittleren Windfeld errechenbaren Sverdrup Massentransport (Abb. 6.2). Dieser ergibt ein System von zwei Wirbeln mit unterschiedlichem Drehsinn, das im Mittel die Zirkulation und die Ventilation festlegt. Woodberry *et al.* (1989) unterschieden die windgetriebene Zirkulation der Südhemisphäre in einen tropischen (hier: nördlichen) und einen subtropischen (hier: südlichen) Wirbel. Der antizyklonale Subtropenwirbel existiert

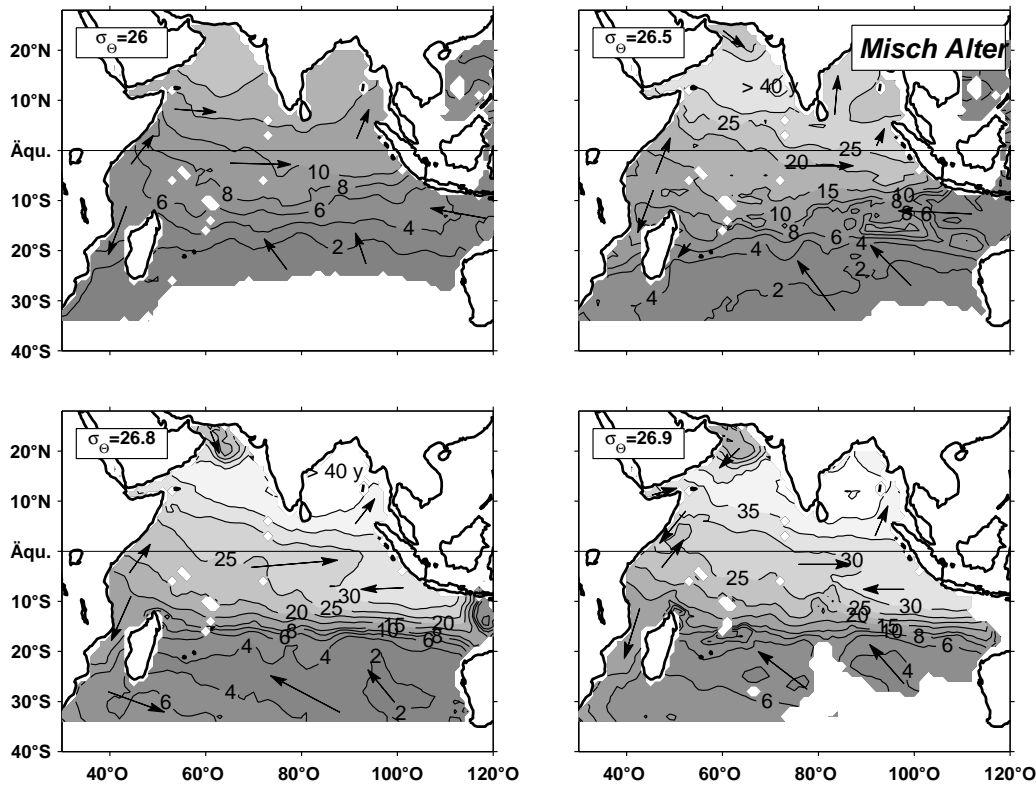


Abb. 6.1: *Misch-Alter* auf Isopyknen 26.0, 26.5, 26.8 und 26.9 kg m^{-3} (SAC Klimatologie; dichteabhängige OUR). Die Pfeile geben die aus der *Misch-Alter* Verteilung abgeleitete Ausbreitung in Schlüsselregionen an.

bis ca. 15°S (südlicher Wirbel). An seiner Nordseite wird Wasser mit ICW Charakteristika, als Teil des Südäquatorialstroms, bei etwa 18°S nach Westen transportiert. Die Strömung teilt sich vor Madagaskar in einen nordwärtigen und einen südwärtigen Ast. Der nordwärtige Ast speist eine zweite, zyklonale Zirkulationszelle, den nördlichen Wirbel. Dieser transportiert im Mittel das Wasser mit dem Äquatorialen Gegenstrom nach Osten und rezirkuliert als Nordflanke des Südäquatorialstroms. Das Wasser besitzt jetzt sehr viel höhere *Misch-Alter*, die den beobachteten Gradienten in der *Misch-Alter* Verteilung hervorrufen. Durch laterale Vermischung mit dem jungen Wasser aus dem unteren Wirbel, nehmen die Gradienten beim Transport nach Westen ab.

Im Ostteil, vor der Küste Javas und Sumatras, ist eine Region zu erkennen, die gering ventiliert wird da sie zwischen den Wirbeln liegt. Für den südlichen Wirbel kann von einer Schattenzone gesprochen werden, wie sie das Modell von *Luyten et al.* (1983) vorher-sagt. Der Einfluß des Indopazifischen Einstroms bewahrt advektiv nur die obere der hier gezeigten Schichten (26.0 kg m^{-3}) vor der schwachen Ventilation. Die dynamische Topographie sowie der Massentransport bei *Wyrski* (1971) lassen die beiden Wirbel ebenfalls erkennen. *Stramma und Lutjeharms* (1997) setzten bei ihrer Untersuchung der Zirkulati-

on des Subtropenwirbels im Indischen Ozean die nördliche Grenze ebenfalls bei 15°S an (hier: südlicher Wirbel). *Poole und Tomczak* (1999) fanden, mit der in der vorliegenden Arbeit entwickelten Methode, im Südatlantik eine sehr ähnliche Verteilung der *Misch-Alter*. Dabei ist das Zirkulationsschema von zwei Wirbeln unterschiedlichen Drehsinns noch deutlicher, da in den oberen Schichten der advective Ventilationseffekt durch den Indopazifischen Einstrom fehlt.

Der Transport über den Äquator erfolgt erwartungsgemäß über den westlichen Bereich (*Schott et al.*, 1990; *You und Tomczak*, 1993; *Rhein et al.*, 1997), was in der Ausrichtung der Linien gleichen *Misch-Alters* sichtbar wird. Aus den Modellergebnissen von *Joseph und Swathi* (1999) ist erkennbar, daß die Bewegungen des Wassers in der Nordhemisphäre hauptsächlich auf die oberen 200 m konzentriert ist. Im Gebiet des westlichen Randstroms, vor der Küste Somalias, ist auf der tiefsten Isopykne (26.9 kg m^{-3}) eine Besonderheit zu erkennen, die die Wichtigkeit von Unterströmen für die Thermoklinenzirkulation zeigt: In der *Misch-Alter* Verteilung ist das südwärtige Vordringen von Wasser mit höherem *Misch-Alter* erkennbar. Eine Einspeisung in den äquatorialen Bereich ist ebenfalls erkennbar, die den Zusammenhang des Wassers aus dem Roten Meer als Quelle des Indischen Äquatorialwassers unterstützt (vergl. Abschnitt 4.4.2). *Quadfasel und Schott* (1982) beobachteten einen küstennahen Transport von Wasser mit Charakteristik des Roten Meeres nach Süden.

In der Arabischen See ist, vor der Westküste Indiens bei etwa 10°N , daß für dieses westliche Becken relativ älteste Wasser zu finden. Allein auf der 26.0 kg m^{-3} Isopykne ist hier noch eine gute Ventilation sichtbar, die sogar einen polwärtigen Transport entlang der Westindischen Küste nahelegt. Hier kann der Einfluß des von *Shetye et al.* (1990) beschriebene Unterstroms zur Ventilation beitragen. Anders die darunterliegenden Isopyknen: sie zeigen das Gebiet isoliert vom Einfluß des weiter südlich verlaufenden Zonaltransportes, der während des Südwestmonsuns aus der Somalistromregion hervorgeht.

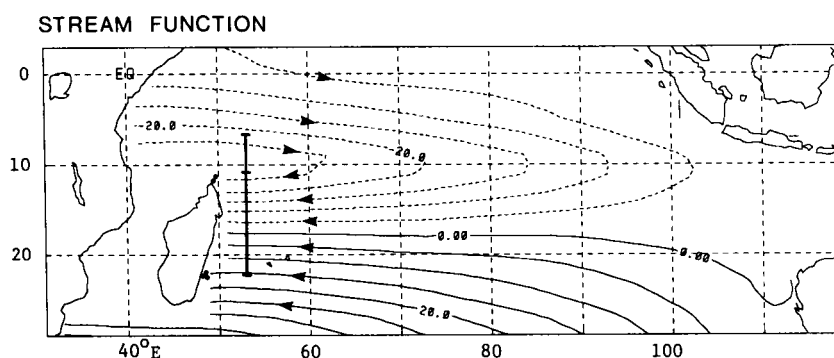


Abb. 6.2: Sverdrup Massentransport (in Sv) nach *Schott et al.* (1988). Der Transport berücksichtigt nicht den Indopazifischen Einstrom.

Die Verteilung der *Misch-Alter* legt im Thermoklineniveau im Mittel eine zyklonale Zirkulation in der nördlichen Arabischen See nahe. Die hier ermittelte Zirkulationsrichtung ist damit entgegengesetzt zu der, die *You* (1997) über die Kernschicht-Methode (*Wüst*, 1935) ableiteten.

Im Golf von Bengalen ist auf allen Dichteflächen eine Ventilation von Südosten aus der Klimatologie erkennbar. Das stimmt mit den Ergebnissen von *You* (1997) überein. Die südöstliche Einspeisung legt ebenfalls eine im Mittel zyklonale Zirkulation im Thermoklineniveau nahe. Auf der 26.5 kg m^{-3} Isopykne ist auch eine Einspeisung vom Westen zu sehen, die in Verbindung mit einem Unterstrom stehen kann (*Shetye et al.*, 1996).

Obwohl die Sauerstoffkonzentrationen in der Arabischen See durch die dort stattfindende Denitrifizierung noch geringer sein sollte als im Golf von Bengalen, wird im Golf dennoch das relativ älteste Wasser (45 Jahre) analysiert. Dieses ist dem Einfluß des Roten Meer Wassers bzw. Persischen Golf Wassers (RSW/PGW) in der Arabischen See zuzuschreiben. Das RSW/PGW wird initial mit einer geringen Sauerstoffkonzentration in der OMP Analyse als Quellwasser definiert. Daher sind auch die biogeochemischen Änderungen, bezogen auf diese Quellwasserdefinitionen, geringer und das Wasser hat daher auch ein geringeres *Misch-Alter*. Im Abschnitt 3.5.3 konnte gezeigt werden, daß das maximale *Misch-Alter* dem Alter der ältesten Komponente entspricht. Für beide Gebiete, nördliche Arabische See und Golf von Bengalen, ist eine Größenordnung von ca. 45 Jahren Ventilationszeit durchaus realistisch.

Aus der Verteilung der *Misch-Alter* kann ein qualitatives Bild der Thermoklinenzirkulation abgeleitet werden (Abb. 6.3). Dabei sind die lokalen Ventilationseffekte durch Tiefenrandströme nicht berücksichtigt.

Die Zirkulation in der Südhemisphäre wird durch die beiden Wirbel bestimmt, die der mittleren windgetriebenen Zirkulation entsprechen (vergl. Abb. 6.2). In der Nordhemisphäre sind die beiden zyklonalen Wirbel in der nördlichen Arabischen See und im Golf von Bengalen dominant. Südlich davon wird das Wasser im Mittel langsam ostwärts transportiert. Es ergeben sich zwei Schattenzonen (SZ): Eine liegt vor der Westküste Indiens und wird sowohl vom RSW/PGW wie auch vom ICW nur schwer erreicht. Die andere liegt im Bereich des Indopazifischen Einstroms an der Ostflanke der beiden Wirbel. Diese Schattenzone wird erst unterhalb des, auf die obere Wassersäule (300 m) beschränkten, Indopazifischen Einstroms gut sichtbar. Sie ist mit den Schattenzonen aus dem Thermoklinenmodell von *Luyten et al.* (1983) vergleichbar. Eine Pool Region ist nicht aus der Altersverteilung ableitbar. Dieses kann an der komplizierten Form der westlichen Berandung liegen, bei der Madagaskar einen starken Einfluß auf die Randstromzirkulation hat.

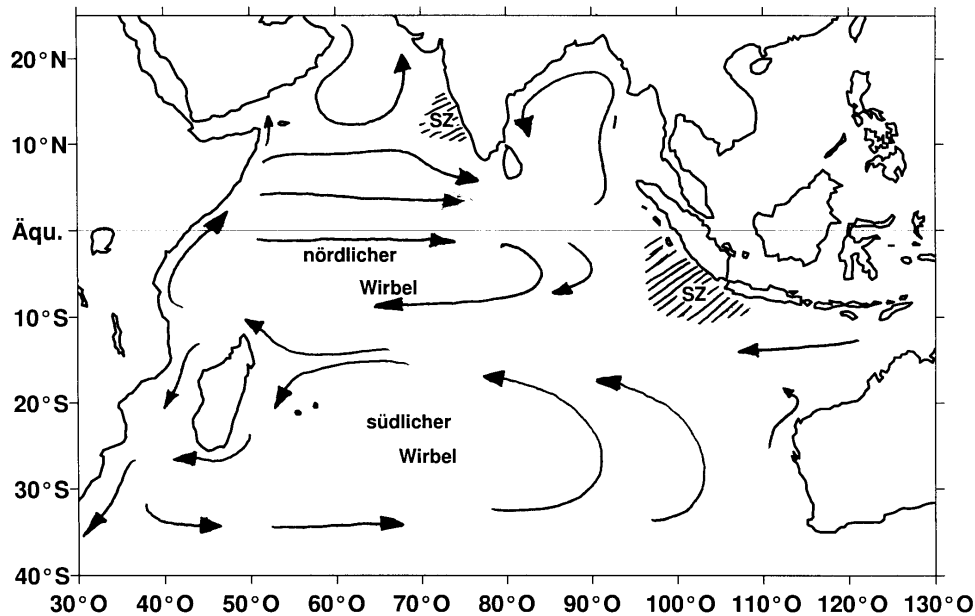


Abb. 6.3: Das mittlere Strombild in der Thermokline zwischen 26.0 und 26.9 kg m^{-3} abgeleitet aus der *Misch-Alter* Verteilung. Schattenzonen sind mit SZ gekennzeichnet.

6.2 Wassermassenalter und Transporte im südlichen Subtropenwirbel

Für die im Subtropenwirbel vorliegenden Wassermassen, das Zentralwasser und die Modewasser, läßt sich zur Bestimmung ihrer individuellen Alter ein im Rahmen der vorliegenden Arbeit entwickeltes Verfahren anwenden (vergl. Abschnitt 3.5). Dazu werden die *Misch-Alter* Informationen aus Sauerstoff und FCKWs 'verglichen' und liefern individuelle Alter der beiden an der Mischung beteiligten Wassermassen. Das Verfahren kann in den anderen Regionen nicht angewandt werden. Entweder liegen Mischungen von mehr als zwei Quellwassern vor, oder die Formationscharakteristika sind nicht als rein lineare Vermischung darstellbar (z.B. AAMW). Teile dieser Ergebnisse wurden bereits in zwei Veröffentlichungen vorgestellt (*Karstensen und Tomczak*, 1997, 1998), davon abweichend wird jetzt ein größerer Tiefenbereich untersucht. Die Analyse unterscheidet zur Altersbestimmung zwei Vermischungsbereiche: liegt eine Wassermasse nahezu ohne Vermischung vor ($>95\%$), wird das Alter direkt aus dem Sauerstoff bzw. aus den FCKW Daten ermittelt. Im Falle stärkerer Vermischung wird die unter Abschnitt 3.5 beschriebene Methode angewandt.

Die Ergebnisse (Abb. 6.4) zeigen die bereits aus der Verteilung der biogeochemischen Änderung ersichtliche Dominanz von jungem Modewasser im Ostteil des Untersuchungsgebietes, besonders in der unteren Thermokline (vergl. Abb. 5.38). Geringe Alter (< 5 Jahre) ab ca. 70°E machen die Nähe zur Eintragsregion deutlich. Die Alter des Zen-

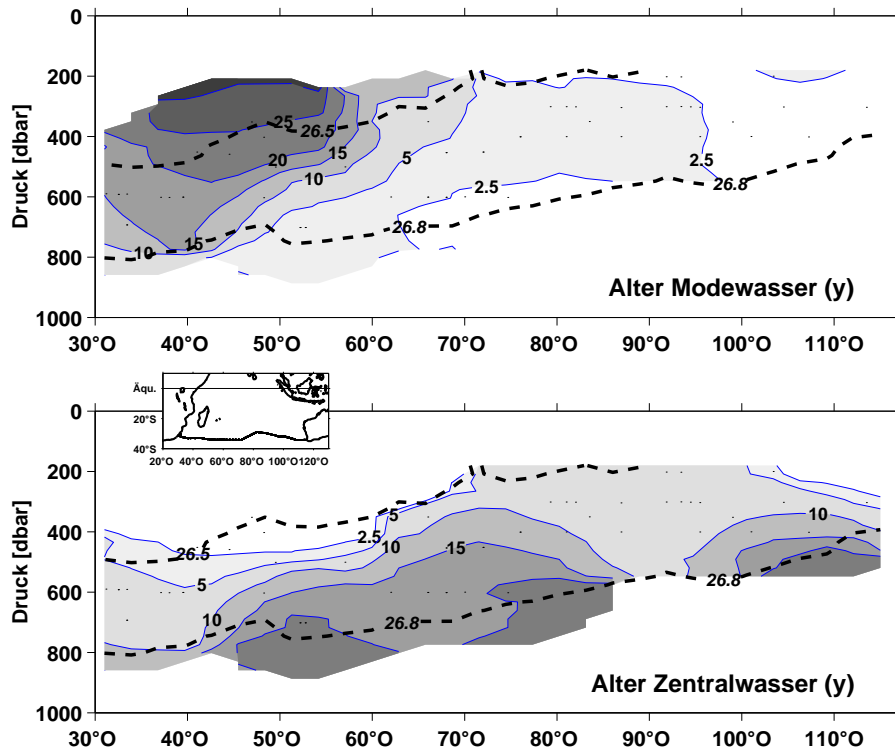


Abb. 6.4: Individuelle Alter der Modewasser (oben) und des Zentralwassers (unten).

tralwassers im Westen nehmen erwartungsgemäß mit der Tiefe (Dichte) zu, was durch den windinduzierten Eintrag mit nachfolgender isopyknischer Ausbreitung erklärt werden kann. Das Zentralwasser ist im Westteil bis in 450 m Tiefe sehr jung (< 5 Jahre), besitzt dort aber, wie in Abschnitt 3.5 bereits erwähnt, eine mit dem Subtropischen Modewasser (STMW) identische Definition. Beide Wasser lassen sich auch mit dieser Methode nicht trennen.

Eine Abschätzung des Transports von Modewasser über den Schnitt aus der Altersanalyse kann wie folgt durchgeführt werden: Die mittlere Entfernung des I5 Schnittes zur Subtropenfront beträgt ca. 10° , das mittlere Alter des Modewassers für den Bereich mit Altern kleiner 5 Jahre ist ca. 3 Jahre. Es ergibt sich daraus eine mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit des Modewassers von etwa 0.012 ms^{-1} . Wird diese Geschwindigkeit mit der betreffenden Fläche multipliziert ($A_{\text{sub}} \sim 1.5 \cdot 10^9 \text{ m}^2$), erhält man einen Transport von 18 Sv durch den Schnitt. In der Größenordnung stimmt dieser gut mit dem aus dem lateralen Eintrag bestimmten Transport von 21 Sv überein (vergl. Tab. 4.2). *Stramma* (1992) gibt aus geostrophischen Berechnungen einen ähnlichen Transport für dieses Gebiet an (20 Sv).

6.3 Transporte in der Südhemisphäre

Die in dieser Arbeit ermittelten Einträge von Thermoklinenwasser durch Subduktion passen sich in das Bild der Transporte aus Literaturwerten gut ein (Abb. 6.5). Alle Transportangaben wurden dabei auf volle Zahlen gerundet.

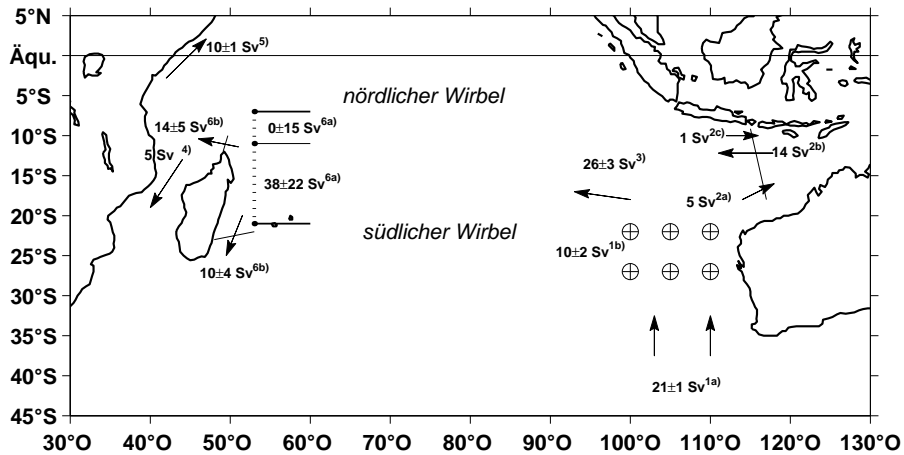


Abb. 6.5: Transporte in der Thermokline aus Verankerungen, Geostrophie und Tracern. Schlüssel: 1a) SAMW Eintrag aus vorliegender Arbeit, in Übereinstimmung mit *Stramma* (1992); 1b) Zentralwassereintrag aus vorliegender Arbeit; 2a, b, c) Geostrophisch bestimmt zwischen $\sigma_\theta=25.0$ und $\sigma_\theta=27.0 \text{ kg m}^{-3}$ (*Fieux et al.*, 1994); 3) Differenz aus 1a+b) und 2a); 4) nach *Stramma und Lutjeharms* (1997) zwischen Oberfläche und 1000 m; 5) Verankerung von 100 bis 500 m (*Schott et al.*, 1990); 6a) Massentransport aus Sverdrup Bilanz über 53°O vom Zentrum des nördlichen Wirbels über den Südäquatorialstrom (*Schott et al.*, 1988); 6b) Verankerung Tiefenbereich 200 bis 700 m (*Swallow et al.*, 1988)

In der vorliegenden Arbeit wurden die Transporte durch Subduktion in die Thermokline für die Modewasser als 21 Sv und für die Zentralwasser als 10 Sv bestimmt. Von diesen insgesamt 31 Sv werden 5 Sv (*Fieux et al.*, 1994) in die Region des Indopazifischen Einstroms transportiert. Hier kommen 8 Sv Einstromwasser sowie 1 Sv Wasser aus dem Süd Java Strom hinzu (*Fieux et al.*, 1994). Insgesamt wird daher der Südäquatorialstrom mit 14 Sv aus der Region des Indopazifischen Einstroms versorgt. Zu diesen kommen noch die restlichen 26 Sv des subduzierten Wassers auf dem Weg nach Westen hinzu, sodaß 40 Sv den Südäquatorialstrom speisen.

Diese Zahl stimmt gut mit dem von *Schott et al.* (1988) aus dem Windfeld berechneten mittleren Sverdrup Massentransport entlang 53°O überein (vergl. auch Abb. 6.2). Die Autoren unterteilten das Gebiet in zwei Regionen: Der Bereich von 7°S bis 11°S von der Nordflanke des Südäquatorialstroms zur Nordspitze Madagaskar reichend und von 11°S bis 21°S den Südtteil des Subtropenwirbels überdeckend. Für den nördlichen Bereich fanden sie einen Zonaltransport, der im Mittel Null war, bei einer Amplitude von ± 15

Sv, für den südlichen Bereich ermittelte sie im Mittel 38 Sv, bei einer Amplitude von ± 22 Sv. Dieser Wert steht in guter Übereinstimmung mit den oben ermittelten 40 Sv.

Für den sich vor der Küste Madagaskars in einen südlichen und einen nördlichen Ast aufteilenden Südäquatorialstrom, fanden die gleichen Autoren, aus direkten Strömungsmessungen in Küstennähe (max. 200 km Entfernung), Transporte von 10 Sv nach Süden und 14 Sv nach Norden. Bezogen auf die 40 Sv Transport im Südäquatorialstrom bedeutet das ein Defizit von 16 Sv in den küstennahen Messungen mit verankerten Geräten.

Wird angenommen, daß dieses Defizit zu gleichen Teilen mit 8 Sv nördlich und 8 Sv südlich von Madagaskar küstenfern transportiert wird, bedeutet das für den Transport nach Süden 18 Sv. Dazu kommt der Transport durch den Mozambique Kanal, von etwa 5 Sv (*Stramma und Lutjeharms*, 1997). Daraus ergibt sich ein Gesamttransport von 23 Sv, der aus dem Subtropenwirbel im Agulhas Strom südwärts transportiert wird. *Stramma* (1992) gibt an, daß südlich von Madagaskar etwa 40 Sv rezirkuliertes Wasser in den Agulhas Strom gelangen, sodaß dieser dann 63 Sv transportiert.

Für die nach Norden abzweigende Flanke des Südäquatorialstroms bedeuten die 8 Sv küstenferner Transport, einen Gesamttransport von 22 Sv nach Norden. Da 5 Sv im Mozambique Kanal südwärts transportiert werden (siehe oben), bleiben noch 17 Sv Transport nach Norden. Zirkulieren diese einmal im nördlichen Wirbel, gehen 1 Sv (*Fieux et al.*, 1994) über den Süd Java Strom in die Indopazifische Einstromregion über. Es bleiben folglich noch 16 Sv, die über den Äquator transportiert werden können. *Schott et al.* (1990) ermittelte aus direkten Strömungsmessungen küstennah einen mittleren Transport von 10 Sv über den Äquator.

Eine anschließende Frage lautet: Was geschieht mit dem Wasser das nach Norden transportiert wird? *Schott et al.* (1990) spekulieren auf einen südwärtigen Transport in der Oberflächenmischungsschicht und sehen, wenn auch skeptisch, dieses durch eine Überschlagsrechnung der Wärmebilanzen bestätigt. Auch *Mcdonald und Wunsch* (1996) stellen über ein Inverses Modell 10 Sv Auftrieb für den Indischen Ozean nördlich 18°S fest, erwähnen den Verbleib jedoch nicht. *You* (1999) ermittelte aus klimatologischen Daten einen Export von Wasser aus der Thermoklinen in die Oberflächenmischungsschicht von 5 Sv. Danach verbleiben, bezogen auf die oben gefundenen 16 Sv, 11 Sv in der Thermokline. In der vorliegenden Arbeit soll dieser Frage nicht weiter nachgegangen werden.

6.4 Bilanzen

Aus den Transporten des eingebrachten Wassers können mittlere Tracerwerte, Erneuerungszeiten, sowie Wärme- und Stofftransporte berechnet werden. Die auf das Volumen bezogenen mittleren Tracerwerte wurden über die dichteabhängigen Transporte berechnet (Tab. 6.1).

Tab. 6.1: Volumen, mittlere Temperatur und Salzgehalt sowie Eintragsbreite der subduzierten Wassermassen im Dichtebereich von 25.3 kg m^{-3} bis 26.9 kg m^{-3} .

Wassermasse	Volumen (Sv)	Salz. \bar{S}	Temp. \bar{T}	Breitengrad
Modewasser	21	34.81	10.81	35°S
Zentralwasser	10	35.2	15.25	$35^\circ\text{S} - 24^\circ\text{S}$
ICW	31	34.95	12.33	24°S

Da das Wasser unwiederbringlich in die Thermokline subduziert, werden auch die mit dem Transport verbundenen Wärme- und Stofftransporte berechnet. Die Modewasser geben den Transport über die Subtropenfront an und sind für den Wärme- und Stoffhaushalt des Subtropenwirbels von großer Bedeutung.

Der absolute Wärmetransport Q_{trans} wird berechnet über:

$$Q_{\text{trans}} = \rho \cdot V_{\text{trans}} \cdot c_p \cdot \bar{T}$$

dabei ist ρ die Dichte des Wassers, V_{trans} der Transport, c_p die spezifische Wärmekapazität von Seewasser (*Fofonoff und Millard*, 1984) und \bar{T} die mittlere Temperatur des Wassers. Der Salz- und Sauerstofftransport wurde direkt aus dem mittleren Salzgehalt (\bar{S}) und, im Fall des Sauerstoffs, unter Annahme von 100% gesättigtem Wasser beim Eintritt in die Thermokline, über die Transporte gerechnet (Tab. 6.2).

Die Größenordnung und Richtung der Transporte ist mit früheren Untersuchungen nur schwer vergleichbar, da diese meist als zonalintegrierte Netto-Transporte über die ganze Wassersäule angegeben werden. Ein erster Vergleich mit Ergebnissen aus einem

Tab. 6.2: Wärme- und Stofftransporte durch die Wassermassen im Dichtebereich von 25.3 kg m^{-3} bis 26.9 kg m^{-3} .

Wassermasse	Q_{trans} (PW)	S_{trans} ($1 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$)	$O_{2,\text{trans}}$ (kmol s^{-1})
Modewasser	0.95	7.5	2680
Zentralwasser	0.65	3.6	2460
ICW	1.6	11.1	2610

hochauflösenden Modell des Indischen Ozeans (*Rix und Willebrand*, pers. Mitteilung) zeigt gute Übereinstimmung. Das Modell ergibt für den Thermoklinebereich bis 5°S einen nordwärtigen Wärmetransport in der Größenordnung von 1 PW. *Robbins und Toole* (1997) berechneten die Meridionalzirkulation über 32°S mit der Invers Methode. Sie wählten ihre zweite Schicht im Bereich des Subantarktischen Modewassers bei $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kg m}^{-3}$. Diese ist eingebettet zwischen dem Oberflächenwasser und dem Antarktischen Zwischenwasser. Sie berechnen zwar für alle Schichten oberhalb des oberen Tiefenwassers (Schicht 5) einen südwärtigen Wärmetransport. Die Modewasser-Schicht verhält sich dabei aber entgegen dem generellen Trend, der Wärmetransport ist fast Null. Ein direkter Vergleich zu den hier gefundenen Werten ist, durch die Schichteinteilung in der Analyse, nicht möglich.

Vergleichswerte zu den Stofftransporten sind bisher noch nicht verfügbar, sollen aber ebenfalls über das Modell ermittelt werden.

Es sollen jetzt die Erneuerungszeiten (T_{renew}) berechnet werden. Eine Möglichkeit ist die Berechnung aus der *Misch-Alter* Verteilung der klimatologischen Daten, die dazu jedoch volumenabhängig gemittelt werden muß. Eine andere Möglichkeit ist es, den Ventilationstransport zum jeweiligen Gesamtvolumen ins Verhältnis zu setzen (siehe z.B. *Huang und Russell*, 1994).

$$T_{\text{renew}} = \frac{\text{Gesamtvolumen}}{\text{Ventilationstransport}}$$

Mit Hilfe der klimatologischen Daten lassen sich mittlere Volumen des Subtropenwirbels zwischen Isopyknen berechnen, die es erlauben T_{renew} mit Hilfe der Transporte durch die Subduktion zu bestimmen. Das mittlere Volumen des Subtropenwirbels zwischen den Dichteflächen $\sigma_\theta = 25.3$ und 26.9 kg m^{-3} von 35°S bis zum Äquator beträgt etwa $1.55 \cdot 10^7 \text{ km}^3$. Unter der Annahme, daß das Volumen allein vom ICW ventiliert wird (31 Sv), ergibt sich eine mittlere Austauschzeit von 16 Jahren. Betrachtet man nur den antizyklonalen, südlichen Wirbel (35°S bis 15°S) ergibt sich eine Erneuerungszeit von 9 Jahren. Die Größenordnung der Ergebnisse stimmt mit der von *Huang und Russell* (1994) für den Nordpazifik ermittelten überein.

Unter der Annahme, daß der Gesamteintrag von 31 Sv subduzierten Wassers bei 24°S stattgefunden hat, lassen sich die Erneuerungszeiten (T_{renew}) auch breitenabhängig darstellen. Dazu werden ab 24°S die ozeanischen Volumen breitenabhängig kumulativ im Dichtebereich von 25.3 bis 26.9 kg m^{-3} über den gesamten Ozean (30°O bis 120°O) aufsummiert. Diese Volumen werden dann durch das Subduktionsvolumen (31 Sv) geteilt und geben die volumenabhängigen Erneuerungszeiten an (Abb. 6.6, schwarze Linie). Die Zahlen sind dabei geringer als die oben angegebenen Erneuerungszeiten, da das Volu-

men erst dann berechnet werden kann, wenn auch das Zentralwasser subduziert ist (ab 24°S). Der Vergleich mit den Erneuerungszeiten aus dem mittleren *Misch-Alter* (graue

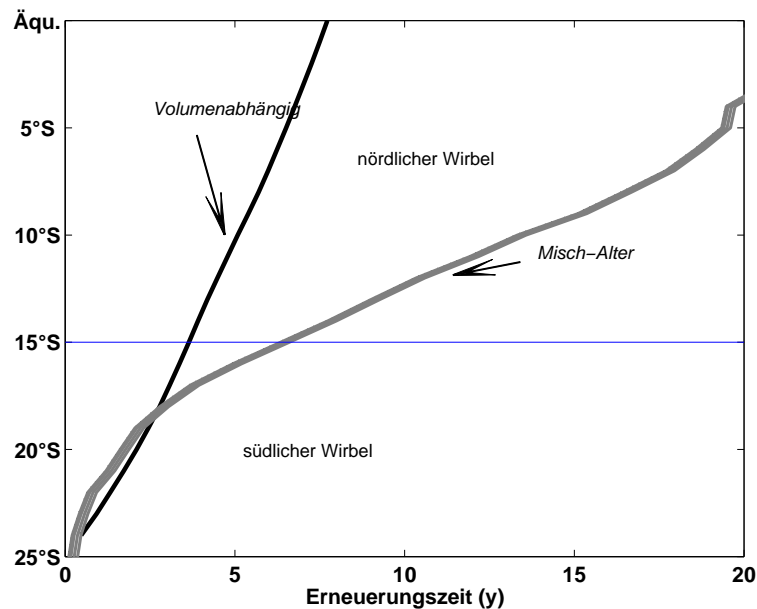


Abb. 6.6: Erneuerungszeiten (T_{renew}) für den Dichtebereich 25.3 bis 26.9 kg m⁻³ von 30°O bis 120°O. (links) Bei 31 Sv Eintrag bei 24°S (schwarz) aus *Misch-Alter* der OMP Analyse nach Abzug von 3 Jahren (grau). (rechts) Zonalverteilung der minimalen *Misch-Alter* bei 24°S. Die Modewasser Eintragsgebiete weiter im Süden sind durch die Pfeile markiert.

Linie) zeigt die Auswirkung des nördlichen Wirbels auf die Ventilation. Um beide Kurven vergleichen zu können, muß berücksichtigt werden, daß die Modewasser bei 24°S schon einige Zeit im Ozean sind. Die *Misch-Alter* wurden daher, entsprechend ihrem zonalen Mittel bei 24°S um 3 Jahre verringert.

Bis ca. 17°S verlaufen die beiden Kurven nahezu gleich. Das bedeutet, daß die Erneuerungszeit nur vom zu ventilierenden Volumen und dem Transport durch Wassermassenformation (31 Sv) abhängt. Nördlich von 17°S kommt es zu einer Trennung der beobachteten und der volumenabhängigen Ventilation. Dabei wirkt sich hauptsächlich das Einmischen von 'älterem Wasser' aus dem nördlichen Wirbel in den südlichen Wirbel aus. Die Folge ist eine, nicht durch das Volumen zu rechtfertigende Erhöhung der *Misch-Alter*.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß die *Misch-Alter* und die Transporte an subduziertem Wasser es ermöglichen, Aussagen über die Zirkulation und Ventilation zu treffen:

- Die Zirkulation in der Südhemisphäre wird durch zwei Wirbel dominiert. Ein antizyklonaler, südlicher Wirbel der sich von 35°S bis 15°S erstreckt und der etwa 9 Jahre Erneuerungszeit bedarf. In diesem Wirbel stimmen die Erneuerungszeiten, die aus dem Volumen und dem Transport ermittelt werden können gut mit den Erneuerungszeiten aus dem mittleren Sauerstoff *Misch-Alter* überein.

Zwischen 15°S und dem Äquator ist im Mittel ein zyklonaler nördlicher Wirbel zu finden. Dieser wird über den westlichen Randstrom mit ICW aus dem südlichen Wirbel gespeist und transportiert dieses äquaturnah ostwärts. Das dabei gealterte Wasser wird danach als nördliche Flanke des Südäquatorialstrom wieder nach Westen verfrachtet. Hierbei mischt sich zunehmend Wasser aus dem südlichen Wirbel ein.

- Zwischen den beiden Wirbeln kommt es zu einer gering ventilierten Zone, vergleichbar einer Schattenzone, wie die Theorie sie vorhersagt (*Luyten et al.*, 1983). Oberhalb der $\sigma_\theta=26.5 \text{ kg m}^{-3}$ Isopykne wird diese durch den advektiven Transport von Wasser aus dem Indopazifischen Ausstrom überdeckt.
- Der Transporte durch laterale Subduktion über die Subtropenfront in die Thermokline von 21 Sv, stimmen gut mit den Literaturwerten aus geostrophischen Berechnungen von *Stramma* (1992) (20 Sv) überein.
- Ein Vergleich der Wärme- und Stofftransporte, die sich aus den Subduktionsraten ergeben, ist mit Literaturwerten nur eingeschränkt möglich. In der Regel liegen diese als zonalintegrierte Netto-Transporte vor. Erste Vergleiche mit einer Analyse von Simulationsdaten aus einem hochauflösenden Modell (*Rix und Willebrand*, pers. Mitteilung) bestätigen den nordwärtigen Wärmetransport in der Thermokline.

7. Zusammenfassung

Das Hauptziel der vorliegenden Arbeit war es, den Aufbau und die Ventilation der permanenten Thermokline des Indischen Ozeans mit Hilfe hydrographischer Daten zu untersuchen. Um dieses Ziel zu erreichen waren verschiedene Zwischenschritte notwendig, die teilweise neue Vorgehensweisen waren, teilweise auf bestehenden Methoden beruhten. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse, nach Themengebieten sortiert, soll nun gegeben werden.

Wassermassenformation

Im ersten Schritt der Untersuchung wurde analysiert, welche Wassermassen die Thermokline ventilieren. Der Eintritt des Wassers ist auf wenige Regionen beschränkt. In diesen Regionen werden die Quellwasser festgelegt, die auch die Randbedingungen für den Aufbau des Tracerfeldes im Inneren sind. In früheren Studien wurden die Wassermassen empirisch mit Hilfe historischer Daten festgelegt. Dazu wurden in einem T/S Diagramm bestimmte 'Eckwerte' (Quellwassertypen) identifiziert, die es erlauben, durch Vermischung untereinander alle anderen beobachteten T/S Kombinationen darzustellen (Tomczak, 1984; Emery und Meincke, 1986; Tomczak und Large, 1989). Es wurden auch statistische Verfahren angewandt, um die Quellwassertypen festzulegen wie z.B. die Clusteranalyse (You und Tomczak, 1993). Ein Nachteil dieser Vorgehensweisen kann der sein, daß es Lücken in den zugrundeliegenden Daten gibt und die Quellwassertypen nicht richtig erfaßt werden können. Weiterhin kann die nicht-lineare Vermischung zum Entstehen vermeintlich 'neuer' Quellwasser führen, die mit einem linearen Modell, wie es die Untersuchung im T/S Diagramm darstellt, nicht erklärt werden können (Schmitt, 1981, 1990).

In der vorliegenden Arbeit wurde ein anderer Weg eingeschlagen. Zuerst wurde eine Untersuchung der Formationsmechanismen von Wassermassen innerhalb des Gebietes durchgeführt. Über die Mechanismen wurde dann die Anzahl sowie die Definition der Wassermassen festgelegt.

Tomczak (1999) unterscheidet vier Formationsmechanismen von Wassermassen: Konvektion, Subduktion, interne Vermischung und den Import aus anderen Meeresgebieten. Aus den atmosphärischen Randbedingungen wurden zuerst Formationsregionen durch die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre identifiziert. Zwei Regionen in der

Südhemisphäre des Indischen Ozeans konnten so gefunden werden: Die Formationsregionen der Modewasser (*McCartney*, 1977; *Ribbe und Tomczak*, 1997) und des Zentralwassers (*Iselin*, 1939; *Sverdrup et al.*, 1942). In der Nordhemisphäre wurden zwar saisonale Formationsregionen gefunden, in diesen kann jedoch kein so dichtes Wasser erzeugt werden, daß es die permanente Thermokline ventiliert (*Prasanna Kumar und Prasad*, 1999). Es folgte dann eine Untersuchung der Wassermassen Charakteristika nach den Formationsmechanismen getrennt. Die Konvektion wurde dabei nicht berücksichtigt, da sie nur lokal zur Formation der Modewasser führt (*England et al.*, 1993; *Ribbe*, 1999), diese werden aber über die Subduktion in die Thermokline eingespeist (*Woods und Barkmann*, 1986). Es wurde daher die Subduktion für die Südhemisphäre des Indischen Ozeans detailliert untersucht. Als 'natürliche' Grenzen des so ventilierten Bereiches wurde polwärtig die Subtropenfront und äquatorwärtig das Salzgehaltsmaximum, im Niveau der Oberflächenmischungsschicht, gewählt. Dadurch ergab sich ein ventilierter Dichtebereich von 25.3 kg m^{-3} bis 26.9 kg m^{-3} . Die Subduktionsraten wurden mit zwei unterschiedlichen Methoden berechnet (*Marshall et al.*, 1993; *Jenkins*, 1987), deren Vergleich eine gute Übereinstimmung zeigte. Von den insgesamt 31 Sv Eintrag entfielen 10 Sv auf die Zentralwasser und 21 Sv auf die Modewasser. Der Gesamteintrag entspricht in der Größenordnung den Werten, die für die Nordhemisphäre ermittelt wurden (*Huang*, 1990; *Huang und Russell*, 1994). Im Indischen Ozean ist allerdings das Verhältnis des Eintrags durch den Wind (1/3) zu dem Eintrag lateral über die Front (2/3) umgekehrt zu den Verhältnissen in der Nordhemisphäre der beiden anderen Ozeane. Als mögliche Erklärung dieser Besonderheit wurde das Zusammenspiel von südlicher Neigung der Subtropenfront nach Osten, und der vergleichsweise starke ostwärtige Transport entlang der Front, vermutet. Über den Vergleich der dichteabhängigen Eintragsraten mit den T/S Werten in der Formationsregion, konnten die T/S Charakteristika der Modewasser und des Zentralwassers festgelegt werden. Die Sauerstoff- und Nährstoffdaten wurden an die T/S Daten angepaßt.

Die Formation von Wasser durch interne Vermischung wurde im Bezug auf das Indische Äquatorialwasser untersucht (*Sharma*, 1976; *Tomczak*, 1984; *Emery und Meincke*, 1986; *You und Tomczak*, 1993). Die Formation wurde als Resultat erhöhter Vertikalvermischung am Äquator abgeleitet. Das Wasser befindet sich jedoch am Übergang zum tiefen Ozean und hat nur geringen Einfluß auf die Zusammensetzung der Thermokline.

Desweiteren spielen die in den Indischen Ozean importierten Wassermassen, durch ihre extremen Charakteristika, eine wichtige Rolle an der Zusammensetzung der Thermokline. Das Einstromen von Wasser aus dem Persischen Golf und aus der Arabischen See bringt warmes, salzreiches Wasser in die Thermokline (*Rochford*, 1964b; *Wyrski*, 1971). Der Indopazifische Einstrom bringt Wasser mit einem geringen, fast konstanten Salzgehalt über einen großen Temperaturbereich ein (*Wyrski*, 1971; *Ffield und Gordon*,

1992). Die Quellwassertypen der importierten Wasser wurden aus hydrographischen Daten in den Einstromregionen festgelegt.

Wassermassen Mischungsanalyse

Untersuchungen zur Ausbreitung von Wassermassen in der Thermokline des Indischen Ozeans, mithilfe von Wassermassen Mischungsanalysen, wurden schon mehrfach durchgeführt (Tomczak, 1984; You und Tomczak, 1993; You, 1998). In der vorliegenden Arbeit wurde jedoch die Mischungsanalyse (OMP Analyse) erweitert, sodaß es möglich war, biogeochemisch hervorgerufene Änderungen auf dem Ausbreitungsweg der Quellwasser zu berücksichtigen (Karstensen und Tomczak, 1998; Karstensen, 1999). Die Notwendigkeit eine ‘virtuelle Wassermasse’ einzuführen, die die biogeochemischen Änderungen kompensiert, wird durch diese Erweiterung aufgehoben. Es werden die Vermischungsanteile und die biogeochemischen Änderungen voneinander getrennt.

Über Zehrungsraten lassen sich die biogeochemischen Änderungen in Altersverteilungen umwandeln. In früheren Untersuchungen (You und Tomczak, 1993; You, 1998) wurde die Zirkulation und die Ventilation auf der Basis der “Kernschicht-Methode” (Wüst, 1935) ermittelt. Dabei ist der Grad der Verdünnung Indikator für die Ausbreitungsrichtung. In der hier angewandten erweiterten Mischungsanalyse, kann aus der Altersverteilung auf die Zirkulation und Ventilation rückgeschlossen werden.

Nicht-lineare Vermischung

Die Wassermassen Mischungsanalyse basiert auf linearer Vermischung der Tracer. Um den Einfluß von nicht-linearer Vermischung zu prüfen, wurde eine Analyse der doppel-diffusiven Flüsse durchgeführt. Sie zeigte dort verstärkte Salzfingerflüsse, wo haliner und gesamter Oberflächendichtefluß in den Ozean gerichtet sind. Außerhalb dieser Regionen wurde eine Rotation der T/S Charakteristik gefunden, wie sie auch Schmitt (1981) über eine Modellstudie ermittelte. Der Punkt um den die Rotation stattfindet liegt auf der 26.7 kg m^{-3} Isopykne. Diese wurde von You und Tomczak (1993) als isopyknischer Ausbreitungsmodus des Wassers aus dem Subtropenwirbel identifiziert. Die hier durchgeführte Analyse der Salzflüsse zeigt jedoch, daß es sich hier nicht um eine isopyknische Ausbreitung handeln kann, da doppel-diffusive Salzflüsse immer auch diapynische Flüsse sind. Die Größenordnung der aus CTD Daten ermittelten Flüsse betragen 20% bis 30% der Oberflächenwerte, wobei die zugrundeliegenden Bulk Formeln mit großen Unsicherheiten behaftet sind (Herbert, 1988; Schmitt, 1994). Um die Auswirkung der nicht-linearen Vermischung in der Wassermassen Mischungsanalyse berücksichtigen zu können, wurden die Gewichtungsfaktoren für den Einfluß von Temperatur und Salzgehalt bzw. Nährstoffe in den betroffenen Gebieten geändert.

Zehrungsraten und Alter

Um die biogeochemischen Änderungen in Altersinformationen zu überführen, werden Zehrungsraten benötigt (*Jenkins, 1982; Sarmiento et al., 1990*). Um diese für die Thermokline des Indischen Ozeans zu bestimmen, wurden aus den transienten Tracern F-11 und F-12 Wassermassenalter berechnet. Die Berechnung geschah, je nach Region, mit oder ohne Berücksichtigung der Vermischung. Setzt man die Alter ins Verhältnis zur Differenz von gemessenen Sauerstoff zum Sättigungswert, ist das gleichbedeutend mit einer zeitintegrierten Zehrungsrate (*Thiele und Sarmiento, 1990; Sarmiento et al., 1990*). Der zeitintegrale Charakter der Zehrungsrate läßt die Variabilität mit der Tiefe bzw. Dichte geringer werden. Das Verhalten der Alter und der Zehrungsrate, unter dem Einfluß von Vermischung, wurde mit einem einfachen Modell studiert. Die beobachtete Zunahme der Zehrungsrate mit der Breite, konnte als Effekt der Vermischung identifiziert werden. Eine tatsächliche, biogeochemisch begründbare Änderung der Zehrung wurde daher in erster Näherung ausgeschlossen. Ein dichteabhängiger Verlauf der Zehrungsrate wurde als repräsentativ für den gesamten Ozean angenommen.

Zirkulation

Die Wassermassen Mischungsanalyse wurde entlang von synoptischen Schnitten und auf Dichteflächen klimatologischer Daten angewandt. Sie bestätigte, daß die Thermokline des gesamten Indischen Ozeans hauptsächlich vom Zentralwasser/Modewasser ausgefüllt wird (*You und Tomczak, 1993; You, 1997*). Der Einfluß des Wassers aus dem Roten Meer bzw. dem Persischen Golf ist, in Übereinstimmung mit der Literatur (*Wyrski, 1971; You und Tomczak, 1993*), nur in der Nordhemisphäre nachweisbar und nur in Quellnähe bedeutend. Der Einfluß des Wassers aus dem Indopazifischen Einstrom konzentriert sich, außer in der unmittelbaren Einstromregion, auf die oberen 300 m Tiefe und hat für den untersuchten Dichtebereich geringen Einfluß. Dieses bestätigt die Ergebnisse einer Analyse von hydrographischen Daten von *Gordon et al. (1997)* und einer Analyse von Simulationsdaten von *Joseph und Swathi (1999)*. Es steht aber im Widerspruch zu den Ergebnissen der Mischungsanalyse von *You und Tomczak (1993)*, die einen stärkeren Einfluß des Einstromwassers bis in 700 m Tiefe analysierten.

Die Verteilung der Alter, berechnet aus den biogeochemischen Änderungen unter Berücksichtigung der Zehrungsrate, zeigt, daß die Südhemisphäre im Mittel von einem System zweier Wirbel dominiert wird: ein südlicher, antizyklonaler Wirbel, der sich von ca. 35°S bis 15°S erstreckt und ein nördlicher, zyklonaler Wirbel, der von 15°S bis zum Äquator reicht. Die Aufteilung entspricht dabei gut der Sverdrup Zirkulation des mittleren Windfeldes (*Schott et al., 1988; Woodberry et al., 1989; Tomczak und Godfrey, 1994*). Der südliche Wirbel zeigt zwei Merkmale eines Subtropenwirbels, wie sie die Theorie

(Luyten *et al.*, 1983) vorhersagt. Neben der ventilierten Region ist, ab einer Tiefe von 300 m, im Osten eine Schattenzone erkennbar. Oberhalb von 300 m wird diese vom Indopazifischen Einstrom advektiv mit Einstromwasser ventiliert, wie es auch von *Sprintall und Tomczak* (1993) beschrieben wird. *Sprintall und Tomczak* konnten jedoch keine Schattenzone analysieren. Der nördliche Wirbel transportiert Wasser, das aus dem südlichen Wirbel stammt, äquaturnah nach Osten. Beim nachfolgend westwärtigen Transport als Nordflanke des Südäquatorialstroms tritt ein ausgeprägter Altersgradient entlang 15°S auf. Eine Pool Region ist nicht zu erkennen, wahrscheinlich aufgrund der komplizierten Struktur der Berandung. Die Altersverteilung ist sehr ähnlich zu der Verteilung, die *Poole und Tomczak* (1999), durch Anwenden der in der vorliegenden Arbeit entwickelten Wassermassen Mischungsanalyse, im Südatlantik gefunden haben.

Obwohl der zonalgemittelte Netto-Wärmetransport im Indischen Ozean südwärts gerichtet ist (*Hsiung*, 1985; *Robbins und Toole*, 1997), hat die Formation von Modewasser und Zentralwasser nordwärtige Wärme- und Stofftransporte in diesem Tiefenbereich zur Folge. Erste Vergleiche mit Simulationsdaten zeigen eine gute Übereinstimmung in den Wärmetransporten (*Rix und Willebrand*, pers. Mitteilung)

Ventilation

Die mittleren Erneuerungszeiten konnten auf zwei Arten berechnet werden. Zum einen konnte direkt aus den Altern, die die Wassermassen Mischungsanalyse hervorbrachte, eine Erneuerungszeit berechnet werden, die sich am verbrauchten Sauerstoff unter Berücksichtigung der Zehrung orientiert. Zum anderen konnte über das Gesamtvolumen und den Transport von Wasser in die Thermokline, eine Erneuerungszeit errechnet werden (*Huang und Russell*, 1994). Für den südlichen Wirbel, bis ca. 15°S, lieferten beiden Methoden breitenabhängig sehr ähnliche Erneuerungszeiten. Nördlich von 15°S beginnt der Einfluß des nördlichen Wirbels wirksam zu werden, die Erneuerungszeit aus der Wassermassen Mischungsanalyse wird daher, bezogen auf das Volumen, unverhältnismäßig hoch. Dieses ist eine Konsequenz der zyklonalen Zirkulation des Wassers im nördlichen Wirbel, die das älteste Wasser bei etwa 15°S westwärts transportiert. Die mittlere Erneuerungszeit bezüglich des Volumens, beträgt im südlichen Wirbel (35°S bis 15°S) 9 Jahre und für beide Wirbel 16 Jahre.

Entlang eines Zonalschnittes bei 32°S, konnten individuelle Alter der Quellwasser durch eine Kombination von Sauerstoff und FCKW Alter ermittelt werden. Die Modewasser wurden im Mittel als 3 Jahre alt gefunden, im Zentralwasser nahm das Alter mit der Tiefe zu und erreichte Werte bis zu 20 Jahren (*Karstensen und Tomczak*, 1998).

Der Austausch mit der Nordhemisphäre findet im Westen, in Übereinstimmung mit

Schott et al. (1990) und *You und Tomczak* (1993), über die westlichen Randströme statt. Das Somalistrom-System bringt das Wasser in die zentrale Arabische See, ein Teil kann über eine Passage zwischen Sokotra und Somalia weiter nordwärts in den Golf von Aden gelangen (*Schott et al.*, 1997). Ab ca. 10 °N ist eine Abgrenzung zur nördlichen Arabischen See sichtbar. Für die nördliche Arabische See wird im Mittel eine zyklonale Zirkulation in der Thermokline gefunden. Vor der Westküste Indiens, bei etwa 10°N, ist eine schwach ventilierte Zone erkennbar. Die Analyse von Simulationsdaten von *Joseph und Swathi* (1999) zeigt, daß in dieser Region die Zirkulation hauptsächlich auf die oberen 200 m der Wassersäule konzentriert ist.

Die Altersverteilung im Golf von Bengalen zeigt im Mittel eine zyklonale Zirkulation und eine Ventilation von Südosten, wie sie auch von *You* (1998) angegeben wird. Allein auf der 26.5 kg m^{-3} Isopykne ist zusätzlich auch ein Vordringen des Wassers von Westen zu erkennen, was auch durch einen polwärtigen Unterstrom erreicht werden kann (*Shetye et al.*, 1996). Der Austausch zwischen beiden Becken, Arabische See und Golf von Bengalen, findet im Mittel in Richtung Golf von Bengalen statt. Er wurde im untersuchten Dichtebereich als gering monsunabhängig gefunden.

Literaturverzeichnis

- Anderson, L. A. und J. L. Sarmiento, Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis, *Global Biogeochem. Cycles*, 8, 65–80, 1994.
- Bahrenberg, G. und E. Giese, *Statistische Methoden und ihre Anwendung in der Geographie*, B. G. Teubner, Stuttgart, Germany, 1975.
- Banse, K., Irregular flow of Persian (Arabian) Gulf Water to the Arabian Sea, *J. Mar. Res.*, 55, 1049–1067, 1997.
- Beal, L. M. und H. L. Bryden, The velocity structure of the Agulhas Current at 32° S, *J. Geophys. Res.*, *im Druck*, 1999.
- Belkin, I. und A. Gordon, Southern Ocean fronts from Greenwich Meridian to Tasmania, *J. Geophys. Res.*, 101, 3675–3696, 1996.
- Broecker, W. S., The great ocean conveyor belt, *Oceanography*, 4 (2), 79–89, 1991.
- Broecker, W. S. und T.-H. Peng, *Tracers in the Sea*, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, N.Y., 690 pp., 1982.
- Chester, R., *Marine Geochemistry*, Chapman & Hall, London, U.K., 698 pp., 1990.
- Colborn, J. G., *The thermal structure of the Indian Ocean*, University of Hawaii Press, Honolulu, 173 pp., 1975.
- Conkright, M., S. Levitus und T. Boyer, World Ocean Atlas, Vol. 1, Nutrients, Technischer Report, *NOAA Atlas NESDIS 1*, U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C., 1994.
- Crank, J. und P. Nicolson, A practical method for numerical integration of partial differential equations of the heat-conduction type, *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, 43, 50–67, 1947.
- Cresswell, G. R. und T. J. Golding, Observations of a south-flowing current in the southeastern Indian Ocean, *Deep-Sea Res.*, A27, 449–466, 1980.
- Cresswell, G. R., A. Frische, J. Peterson und D. R. Quadfasel, Circulation in the Timor Sea, *J. Geophys. Res.*, 98, 14379–14389, 1993.
- Cunnold, D. M., P. J. Fraser, R. F. Weiss, R. G. Prinn, P. G. Simmonds, B. R. Miller, F. N. Alyea und A. J. Crawford, Global trends and annual release of CCl₃F and CCl₂F₂ estimated from ALE/GAGE and other measurements from July 1978 to June 1991, *J. Geophys. Res.*, 99, D1, 1107–1126, 1994.

- Dengler, M. A. S. und D. Quadfasel, Equatorial deep jets and abyssal mixing in the Indian Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, eingereicht.
- Deutsches Hydrographisches Institut, Monatskarten für den Indischen Ozean, 1. Aufl., Hamburg, 1960.
- Dietrich, G., K. Kalle, W. Krauss und G. Siedler, *Allgemeine Meereskunde*, Gebrüder Borntraeger, 593 pp., Berlin, 1975.
- Eigenheer, A., Über den Einfluß von niederfrequenten Wellen auf die Monsunzirkulation im Indischen Ozean, Dr. Arbeit, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg, Hamburg, Germany, 1997.
- Emery, W. J. und J. Meincke, Global water masses: summary and review, *Oceanol. Acta*, 9(4), 383–391, 1986.
- England, M. H., J. S. Godfrey, A. C. Hirst und M. Tomczak, The mechanism for Antarctic Intermediate Water renewal in a world ocean model, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1553–1560, 1993.
- Ffield, A. und A. Gordon, Vertical mixing in the Indonesian thermocline, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 184–195, 1992.
- Fieux, M., C. Andrié, P. Delecluse, A. G. Ilahude, A. Kartavtseff, F. Mantisi, R. Molcard und J. C. Swallow, Measurements within the Pacific-Indian Oceans throughflow region, *Deep-Sea Res.*, 41(I), 1091–1130, 1994.
- Fieux, M., C. Andrié, E. Charriaud, A. G. Ilahude, N. Metzl, R. Molcard und J. C. Swallow, Hydrological and chlorofluoromethane measurements of the Indonesian throughflow entering the Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 101(C5), 12433–12454, 1996.
- Fine, R. A., Circulation of Antarctic Intermediate Water in the South Indian Ocean, *Deep-Sea Res.*, 40, (I), 2021–2042, 1993.
- Fischer, J., F. Schott und L. Stramma, Currents and transports of the Great Whirl-Socotra Gyre system during the summer monsoon, August 1993, *J. Geophys. Res.*, 101, 3573–3587, 1996.
- Fofonoff, N. P. und R. C. Millard, Jr, Algorithms for computation of fundamental properties of sea water., Technischer Report 44, UNESCO, Paris, Tech. Pap. Mar. Sci., 1984.
- Frische, A., Über den Indo-Pazifischen Einstrom und die Zirkulation im östlichen Indischen Ozean, Dr. Arbeit, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg, Hamburg, Germany, 1994.
- Gill, A. E., *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press, 662 pp., 1982.
- Gordon, A. L., Inter-ocean exchange of thermocline waters, *J. Geophys. Res.*, 91(C4), 5037–5046, 1986.

- Gordon, A. L., R. F. Weiss, W. M. Smethie, Jr und M. J. Warner, Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans, *J. Geophys. Res.*, *97*, 7223–7240, 1992.
- Gordon, A. L., S. Ma, D. B. Olson, A. F. P. Hacker, L. D. Talley, D. Wilson und M. Baringer, Advection and diffusion of Indonesian Throughflow Water within the Indian Ocean South Equatorial Current, *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 2573–2576, 1997.
- Gouretski, V. und K. Jahncke, A new climatology of the World Ocean, Technical Report 162/98, WOCE Hydrographic Programm Special Analysis Centre (SAC), Hamburg, Germany, 1998.
- Greengrove, C. L. und S. E. Rennie, South Atlantic density ratio distribution, *Deep-Sea Res.*, *38*(Suppl. 1), 345–354, 1991.
- Gründlingh, M. L., Occurrence of Red Sea Water in the southwestern Indian Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *15*, 207–212, 1985.
- Hartmann, D. L., *Global physical climatology*, Academic Press, 411 pp., 1994.
- Helland-Hansen, B., Nogen hydrografiske metoder, *Forh. skand. naturf. Møte*, *16*, 357–359, 1918.
- Hellerman, S. und M. Rosenstein, Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, *13*, 1093–1104, 1983.
- Herbert, D., Estimates of salt-finger fluxes, *Deep-Sea Res.*, *35*(12), 1887–1901, 1988.
- Hinrichsen, H. H. und M. Tomczak, Optimum Multiparameter analysis of the water mass structure in the western North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *98*, 10155–10169, 1993.
- Holland, W. R., Ocean tracer distributions, part I: A preliminary numerical experiment, *Tellus*, *13*(4-5), 371–391, 1971.
- Hsiung, J., Estimates of global oceanic meridional heat transport, *J. Phys. Oceanogr.*, *15*, 1405–1413, 1985.
- Huang, R. X., On the three-dimensional structure of the wind-driven circulation in the North Atlantic, *Dyn. Atmos. Oceans*, *15*, 117–159, 1990.
- Huang, R. X., The three-dimensional structure of the wind-driven gyres: Ventilation and subduction. U.S. Natl. Report to Int. Union Geod. Geophys. 1987-1990, *Rev. Geophys.*, *Suppl.*, 590–609, 1991.
- Huang, R. X. und S. Russell, Ventilation of the subtropical North Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, *24*, 2589–2605, 1994.
- Hufford, G. E., M. S. McCartney und K. A. Donohue, Northern boundary currents and adjacent recirculations off southwestern Australia, *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 2797–2800, 1997.

- Hupe, A. und J. Karstensen, Redfield stoichiometry in Arabian Sea subsurface waters, *Global Biogeochem. Cycles*, eingereicht.
- Iselin, C. O., The influence of vertical and lateral turbulence on the characteristics of the waters at mid-depth, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 20, 414–417, 1939.
- Jean-Baptiste, P., M. Fieux und A. G. Ilahude, An eastern Indian Ocean ^3He section from Australia to Bali: evidence for a deep Pacific-Indian throughflow, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2577–2580, 1997.
- Jenkins, W. J., On the climate of a subtropical ocean gyre: Decadal timescale variations in water mass renewal in the Sargasso Sea, *J. Mar. Res.*, 40(Suppl.), 265–290, 1982.
- Jenkins, W. J., ^3H and ^3He in the beta triangle: Observations of gyre ventilation and oxygen utilization rates, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 763–783, 1987.
- Jenkins, W. J., Studying subtropical thermocline ventilation and circulation using tritium and ^3He , *J. Geophys. Res.*, 103(C8), 15817–15831, 1998.
- Joseph, B. und P. S. Swathi, Lagrangian particle transport in the Indian Ocean: a model study, *J. Geophys. Res.*, 104(C3), 5211–5224, 1999.
- Josey, S. A., E. C. Kent, D. Oakley und P. K. Taylor, A new global air-sea heat and momentum flux climatology, *International WOCE Newsletter*, 24, 3–5, 1996.
- Josey, S. A., E. C. Kent und P. K. Taylor, Ocean-atmosphere heat exchange: a global climatology derived from *in situ* meteorological observations, *J. of Climate*, in preparation, 1998.
- Karstensen, J., Vermischung über die Front des Südäquatorialstroms im östlichen Indischen Ozean, Dipl. Arbeit, Institut für Meereskunde, Universität Hamburg, 82 pp., 1994.
- Karstensen, J., The extended OMP analysis, Technischer Report [1-99], 30 pp., Institut für Meereskunde, University of Hamburg, Germany, 1999.
- Karstensen, J. und M. Tomczak, Ventilation processes and water mass ages in thermocline of the southeast Indian Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2777–2780, 1997.
- Karstensen, J. und M. Tomczak, Age determination of mixed water masses using CFC and oxygen data, *J. Geophys. Res.*, 103(C9), 18599–18610, 1998.
- Kent, E. C. und P. K. Taylor, A comparison of sensible and latent heat flux estimates for the North Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 26 (6), 1530–1549, 1995.
- Killworth, P. D., Deep convection in the world ocean, *Rev. Geoph. Spac. Phy.*, 21(1), 1–26, 1983.
- Klein, B., Die Kapverden-Frontalzone, Dr. Arbeit, Berichte aus dem Institut für Meereskunde, Kiel, Berichte aus dem Institut für Meereskunde, 1992.

- Koske, P. H., Hydrographische Verhältnisse im Persischen Golf auf Grund von Beobachtungen von F.S. "Meteor" im Frühjahr 1965, *"Meteor" Forsch. Ergebn., A-11*, Seiten 58–73, 1972.
- Kunze, E., *Quantifying salt-fingering fluxes in the ocean*, Seiten 313–320, In: Geophysical Monograph Series 94, Eds.: A. Brandt and H. J. S. Fernando, AGU, Washington, USA, 1995.
- Lawson, C. L. und R. J. Hanson, *Solving least square problems*, Prentice-Hall, 1974.
- Leetmaa, A. und H. Stommel, Equatorial current observations in the western Indian Ocean in 1975 and 1976, *J. Phys. Oceanogr.*, *10*, 258–269, 1980.
- Levitus, S. und T. Boyer, World Ocean Atlas, Vol. 4, Temperature, Technischer Report, *NOAA Atlas NESDIS 4*, U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C., 1994.
- Levitus, S., R. Burgett und T. Boyer, World Ocean Atlas, Vol. 3, Salinity, Technischer Report, *NOAA Atlas NESDIS 3*, U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C., 1994.
- Lozier, M. S., M. S. McCartney und W. B. Owens, Anomalous anomalies in averaged hydrographic data, *J. Phys. Oceanogr.*, *24* (12), 2624–2638, 1994.
- Luyten, J. und D. H. Roemmich, Equatorial currents at semi-annual periodes in the Indian Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *12*, 406–413, 1982.
- Luyten, J. und J. C. Swallow, Equatorial undercurrents, *Deep-Sea Res.*, *23*, 999–1001, 1976.
- Luyten, J., J. Pedlosky und H. Stommel, The ventilated thermocline, *J. Phys. Oceanogr.*, *13*, 292–309, 1983.
- Mackas, D. L., K. L. Denman und A. F. Bennett, Least-square multiple tracer analysis of water mass composition, *J. Geophys. Res.*, *92*(C3), 2907–2918, 1987.
- Maillard, C. und G. Soliman, Hydrography of the Red Sea and exchange with the Indian Ocean in summer, *Oceanologica Acta*, *9*, 249–269, 1986.
- Mamayev, O. I., *Temperature-salinity analysis of world ocean waters*, Elsevier, 374 pp., 1975.
- Mann, K. H. und J. R. N. Lazier, *Dynamics of marine ecosystems: biological and physical interactions in the oceans*, Blackwell Science, Inc., Cambridge, U.S.A., 466 pp., 1991.
- Marshall, J. C. und A. J. G. Nurser, A continuously stratified thermocline model incorporating a mixed layer of variable thickness and density, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*, 1780–1792, 1991.
- Marshall, J. C., A. J. G. Nurser und R. G. Williams, Inferring the subduction rate and period over the North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 1315–1329, 1993.

- McCartney, M. S., Subantarctic Mode Water, in: A voyage of discovery, *Deep-Sea Res.*, 24(Suppl.), 103–119, 1977.
- McCartney, M. S., The subtropical recirculation of Mode Waters, *J. Mar. Res.*, 40(Suppl.), 427–464, 1982.
- Mcdonald, A. M. und C. Wunsch, An estimate of global ocean circulation and heat fluxes, *Nature*, 382, 436–439, 1996.
- McDougall, T., Neutral surfaces, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 1950–1964, 1987.
- McDougall, T. und B. R. Ruddick, The use of ocean mircostructure to quantify both turbulent mixing and salt-fingering, *Deep-Sea Res.*, 39, 1931–1952, 1992.
- McLellan, H. J., *Elements of Physical Oceanography*, Pergamon Press Inc., Oxford, U.K., 1965, 150 pp.
- Mecking, S., Ventilation of Red Sea Water with respect to chlorofluorocarbons, Dipl. Arbeit, University of Washington, School of Oceanography, 1997.
- Meyers, G., Variation of Indonesian Throughflow and the ENSO, *J. Geophys. Res.*, 101(C5), 12255–12264, 1996.
- Montgomery, R. B., Circulation in the upper layers of the southern North Atlantic deduced with use of isentropic analysis, *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*, 6(2), 55 pp., 1938.
- Montgomery, R. B., The present evidence on the importance of lateral mixing processes in the ocean, *Amer. Met. Soc., Bull.*, 21, 87–94, 1940.
- Munk, W. und C. Wunsch, Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing, *Deep-Sea Res.*, 45(I), 1977–2010, 1998.
- Murray, S. P. und W. Johns, Direct observations of seasonal exchange through the Bab el Mandab Strait, *Geophys. Res. Lett.*, 24(21), 2557–2560, 1997.
- Nurser, A. J. G. und J. Marshall, On the relationship between subduction rates and diabatic forcing of the mixed layer, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1793–1802, 1991.
- Olson, D. B., G. L. Hitchcock, R. A. Fine und B. Warren, Maintenance of the low-oxygen layer in the central Arabian Sea, *Deep-Sea Res.*, 40 (II), 673–685, 1993.
- Pedlosky, J., *General circulation of the ocean*, Kap.: Thermocline theories, Seiten 55–101, Eds. : H. D. I. Abarbanel und W. R. Young, Springer Verlag, N.Y., USA, 1987a.
- Pedlosky, J., *Geophysical Fluid Dynamics*, Springer-Verlag, New York, USA, 2. Ausg., 1987b.
- Pedlosky, J. und W. R. Young, Ventilation, potential vorticity homogenization and the structure of the ocean circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 2020–2037, 1983.

- Pickard, G. L. und W. J. Emery, *Descriptive physical oceanography*, Pergamon Press, Oxford, England, 5. Ausg., 1990.
- Pond, S. und G. L. Pickard, *Introductory dynamical oceanography*, Pergamon Press, 329 pp., 1983.
- Poole, R. und M. Tomczak, Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Atlantic Ocean thermocline, *Deep-Sea Res.*, *im Druck*, 1999.
- Prasanna Kumar, S. und T. G. Prasad, Formation and spreading of Arabian Sea high salinity water mass, *J. Geophys. Res.*, *104* (C1), 1455–1464, 1999.
- Qiu, B. und R. X. Huang, Ventilation of the North Atlantic and North Pacific: subduction versus obduction, *J. Phys. Oceanogr.*, *25*, 2374–2390, 1995.
- Quadfasel, D. R. und G. Cresswell, A note on the seasonal variability of the South Java Current, *J. Geophys. Res.*, *97*, 3685–3688, 1992.
- Quadfasel, D. R. und F. Schott, Water-mass distribution at intermediate layers off the Somali coast during the onset of the southwest monsoon, 1979, *J. Phys. Oceanogr.*, *12*, 1358–1372, 1982.
- Redfield, A. C., B. H. Ketchum und F. A. Richard, *The Sea: Ideas and Observations on progress in the study of the Sea*, Bd. 2, Kap.: The influence of organisms on the composition of sea-water, Seiten 26–77, M. N. Hill, J. Wiley & Sons, London, 1963.
- Reppin, J., F. Schott, J. Fischer und D. Quadfasel, Annual cycle of equatorial currents and transports in the central Indian Ocean south of Sri Lanka, *J. Geophys. Res.*, *im Druck*, 1999.
- Rhein, M., L. Stramma und O. Plähn, Tracer signals of the intermediate layer of the Arabian Sea, *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 2561–2564, 1997.
- Rhines, P. B. und W. R. Young, A theory of wind-driven circulation. I. Mid-ocean gyres, *J. Mar. Res.*, *40*(Suppl.), 559–596, 1982.
- Ribbe, J., On wind driven mid-latitude convection in ocean general circulation models, *Tellus*, *eingereicht*, 1999.
- Ribbe, J. und M. Tomczak, On convection and the formation of Subantarctic Mode Water in the Fine Resolution Antarctic Model (FRAM), *J. Mar. System*, *13*, 137–154, 1997.
- Riley, G. A., Oxygen, phosphate and nitrate in the Atlantic Ocean, *Bull. Bingham Oceanogr. Coll.*, *31*, 1–126, 1951.
- Robbins, P. E. und J. M. Toole, The dissolved silica budget as a constraint on the meridional overturning circulation of the Indian Ocean, *Deep-Sea Res.*, *44*, 879–906, 1997.
- Robinson, A. und H. Stommel, The oceanic thermocline and the associated thermohaline circulation, *Tellus*, *11*(3), 294–308, 1959.

- Rochford, D. J., Hydrology of the Indian Ocean, *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, *15*, 25–55, 1964a.
- Rochford, D. J., Salinity maxima in the upper 1000 m of the north Indian Ocean, *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, *15*, 1–24, 1964b.
- Roether, W., *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*, Kap.: Studying Thermohaline circulation in the oceans by means of transient tracer data, Seiten 157–171, P. Malanotte-Rizzoli, A. R. Robinson, 1994.
- Sarmiento, J. L., A tritium box model of the North Atlantic thermocline, *J. Phys. Oceanogr.*, *13*, 1269–1274, 1983.
- Sarmiento, J. L., G. Thiele, R. M. Key und W. S. Moore, Oxygen and nitrate new production and remineralization in the North Atlantic subtropical gyre, *J. Geophys. Res.*, *95*(C10), 18303–18315, 1990.
- Saunders, P. M. und S. R. Thompson, Transport, heat, and freshwater fluxes within a diagnostic numerical model (FRAM), *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 452–464, 1993.
- Schmitt, R. W., Form of the temperature-salinity relationship in the Central Water: Evidence for double-diffusive mixing, *J. Phys. Oceanogr.*, *11*, 1015–1026, 1981.
- Schmitt, R. W., On the density ratio balance in the central water, *J. Phys. Oceanogr.*, *20*, 900–906, 1990.
- Schmitt, R. W., Double-diffusion in oceanography, *Annu. Rev. of Fluid Mech.*, *26*, 255–285, 1994.
- Schmitt, R. W. und D. L. Evans, An estimate of the vertical mixing due to salt fingers based on observations in the North Atlantic Central Water, *J. Geophys. Res.*, *83*, 2913–2919, 1978.
- Schmitt, R. W., P. S. Bogden und C. E. Dorman, Evaporation minus precipitation and density fluxes for the North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, *19*, 1208–1221, 1989.
- Schott, F. und D. R. Quadfasel, Variability of the Somali Current system during the onset of the southwest monsoon, 1979, *J. Phys. Oceanogr.*, *12*, 1343–1357, 1982.
- Schott, F., M. Fieux, J. Kindle, J. Swallow und R. Zantopp, The boundary currents east and north of Madagascar, 2, direct measurements and model comparisons, *J. Geophys. Res.*, *93*(C5), 4963–4974, 1988.
- Schott, F., J. C. Swallow und M. Fieux, The Somali Current at the equator: annual cycles of currents and transports in the upper 1000 m and connections to neighbouring latitudes, *Deep-Sea Res.*, *12*, 1825–1848, 1990.
- Schott, F., J. Reppin, J. Fischer und D. R. Quadfasel, Currents and transports of the monsoon current south of Sri Lanka, *J. Geophys. Res.*, *99*, 25127–25141, 1994.

- Schott, F., F. Pollehne, D. Quadfasel, L. Stramma, M. Wiesner und B. Zeitschel, ARABIAN SEA, Cruise No. 32, 23 March - 19 September 1995, Technischer Report 96-6, METEOR-Bericht, Universität Hamburg, 1996.
- Schott, F., J. Fischer, U. Garternicht und D. R. Quadfasel, Summer monsoon response of the northern Somali Current, 1995, *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 2565–2568, 1997.
- Shaffer, G., Biogeochemical cycling in the global ocean. 2. New production, Redfield ratios, and remineralization in the organic pump, *J. Geophys. Res.*, *101*, 3723–3745, 1996.
- Sharma, G. S., Transequatorial movement of water masses in the Indian Ocean, *J. Mar. Res.*, *34*, 143–154, 1976.
- Shetye, S. R., A. D. Gouveia, S. S. C. Shenoi, D. Sundar, G. S. Michael, A. M. Almeida und K. Santanam, Hydrography and circulation of the west coast of India during the southwest monsoon 1987, *J. Mar. Res.*, *48*, 359–378, 1990.
- Shetye, S. R., A. D. Gouveia, S. S. C. Shenoi, G. S. Michael, D. Sundar, A. M. Almeida und K. Santanam, The coastal current off western India during the northeast monsoon, *Deep-Sea Res.*, *38*, 1517–1529, 1991.
- Shetye, S. R., A. D. Gouveia, S. S. C. Shenoi, G. S. Michael und G. Nampothiri, The western boundary current of the seasonal subtropical gyre in the Bay of Bengal, *J. Geophys. Res.*, *98*(C1), 945–954, 1993.
- Shetye, S. R., A. D. Gouveia, D. Shankar, S. S. C. Shenoi, P. N. Vinayachandran, D. Sundar, G. S. Michael und G. Nampoothiri, Hydrography and circulation in the western Bay of Bengal during the northeast monsoon, *J. Geophys. Res.*, *101*(C6), 14011–14025, 1996.
- Siedler, G., Schichtungs- und Bewegungsverhältnisse am Südausgang des Roten Meeres, *“Meteor” Forsch. Ergebn.*, A-4, Seiten 1–76, 1968.
- Sprintall, J. und M. Tomczak, On the formation of Central Water and thermocline ventilation in the southern hemisphere, *Deep-Sea Res.*, *40*, 827–848, 1993.
- Stern, M. E., *Ocean Circulation Physics*, Academic Press, 209 pp., 1975.
- Stockman, W. B., A theory of T-S curves as a method for studying the mixing of water masses in the sea, *J. Mar. Res.*, *6*(1), 1–24, 1946.
- Stommel, H., Determination of watermass properties of water pumped down from the Ekman layer to the geostrophic flow below, *Proc. Natl. Acad. Sci., U. S. A.*, *76*, 3051–3055, 1979.
- Stommel, H. und G. Veronis, Steady convective motion in a horizontal layer of fluid heated uniformly from above and cooled non-uniformly from below, *Tellus*, *9*, 401–407, 1957.
- Stramma, L., The South Indian Ocean Current, *J. Phys. Oceanogr.*, *22*, 412–430, 1992.

- Stramma, L. und J. R. E. Lutjeharms, The flow field of the subtropical gyre in the south Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, *102*, 5513–5530, 1997.
- Sverdrup, H. U., Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific, *Proc. Nat. Acad. Sci. Wash.*, *33*, 318–326, 1947.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson und R. H. Fleming, *The Oceans: Their physics, chemistry, and general biology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.Y., 1060 pp., 1942.
- Swallow, J., M. Fieux und F. Schott, The boundary currents east and north of Madagascar, 1, geostrophic currents and transports, *J. Geophys. Res.*, *93*(C5), 4951–4963, 1988.
- Talley, L. D. und M. O. Bahringer, Preliminary results from WOCE hydrographic sections at 80°E and 32°S in the central Indian Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 2801–2804, 1997.
- Thiele, G. und J. L. Sarmiento, Tracer dating and ocean ventilation, *J. Geophys. Res.*, *95c* C6, 9377–9391, 1990.
- Thompson, R. O. und R. J. Edwards, Mixing and water mass formation in the Australian Sub-Antarctic, *J. Phys. Oceanogr.*, *11*, 1399–1406, 1981.
- Tomczak, M., A multiparameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing, *Progress in Oceanography*, *10*(3), 147–171, 1981.
- Tomczak, M., Ausbreitung und Vermischung der Zentralwassermassen in den Tropengebieten der Ozeane (2): Indischer und Pazifischer Ozean, *Oceanologica Acta*, *7*(3), 271–288, 1984.
- Tomczak, M., Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis, *J. Mar. Res.*, *im Druck*, 1999.
- Tomczak, M. und S. Godfrey, *Regional oceanography: an introduction*, Pergamon Press, 422 pp., 1994.
- Tomczak, M. und D. G. B. Large, Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the eastern Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, *94*(C11), 16141–16149, 1989.
- Tomczak, M., D. G. B. Large und N. Nancarrow, Identification of diapycnal mixing through Optimum Multiparameter analysis, 1: Test of feasibility and sensitivity, *J. Geophys. Res.*, *99*, 25267–25274, 1994.
- Toole, J. M. und B. A. Warren, A hydrographic section across the subtropical south Indian Ocean, *Deep-Sea Res.*, *40*(I), 1973–2019, 1993.
- Turner, J. S., Salt fingers across a density interface, *Deep-Sea Res.*, *14*, 599–611, 1967.

- Warner, M. J. und R. F. Weiss, Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater, *Deep-Sea Res.*, *32*, 1485–1497, 1985.
- Warner, M. J., J. L. Bullister, D. P. Wisegarver, R. H. Gammon und R. F. Weiss, Basin-wide distributions of chlorofluorocarbons CFC-11 and CFC-12 in the North Pacific: 1985–1989, *J. Geophys. Res.*, *101* (C9), 20525–20542, 1996.
- Warren, B. A., Why is no deep water formed in the North Pacific?, *J. Mar. Res.*, *41*, 327–347, 1983.
- Watson, A. J. und M. Whitfield, Composition of particles in the global ocean, *Deep-Sea Res.*, *32*, 1023–1039, 1985.
- Weiss, R. F., The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater, *Deep-Sea Res.*, *17*, 721–735, 1970.
- Welander, P., An advective model of the ocean thermocline, *Tellus*, *11* (3), 309–318, 1959.
- Williams, R. G., The role of the mixed layer in setting the potential vorticity of the main thermocline, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*, 1802–1814, 1991.
- Williams, R. G., M. A. Spall und J. C. Marshall, Does Stommel’s mixed layer “demon” work?, *J. Phys. Oceanogr.*, *25*, 3089–3102, 1995.
- WOCE, Operation Manual, 1994, WHP Operations and Methods, Part 3.1.3: WHP Office Report WHPO 91-1, WOCE Report No. 68/69, rev. 1.
- Woelk, S. und D. R. Quadfasel, Renewal of deep water in the Red Sea during 1982–1987, *J. Geophys. Res.*, *101*, 18155–18165, 1996.
- Woodberry, K. E., M. E. Luther und J. J. O’Brien, The wind-driven seasonal circulation in the southern tropical Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, *94* (C12), 17985–18002, 1989.
- Woods, J. D., *Coupled Ocean-Atmosphere models*, Kap.: Physics of thermocline ventilation, Seiten 543–590, J. C. J. Nihoul, Elsevier, Amsterdam, 1985.
- Woods, J. D. und W. Barkmann, A Lagrangian mixed-layer model of Atlantic 18°C Water formation, *Nature*, *319*, 574–576, 1986.
- Wüst, G., *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff “Meteor” 1925–27, Band 6, 1. Teil, Ozeanographie*, A. Defant, 1935.
- Wyrtki, K., The oxygen minima in relation to ocean circulation, *Deep-Sea Res.*, *9*, 11–28, 1962.
- Wyrtki, K., *Oceanographic Atlas of the International Indian Ocean Expedition*, National Science Foundation, Washington D.C., 1971.
- Wyrtki, K., An equatorial jet in the Indian Ocean, *Science*, *181*, 262–264, 1973.

- You, Y., Seasonal variation of thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, *102*, 10391–10422, 1997.
- You, Y., Intermediate water circulation and ventilation of the Indian Ocean derived from water-mass contributions, *J. Mar. Res.*, *65*(5), 1029–1067, 1998.
- You, Y., Dianeutral mixing, transformation and transport of deep water of the Indian Ocean, *Deep-Sea Res.*, *46*(I), 109–148, 1999.
- You, Y. und M. Tomczak, Thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean derived from water mass analysis, *Deep-Sea Res.*, *40*, 13–56, 1993.

Dank

Für die wissenschaftliche Betreuung dieser Arbeit möchte ich mich bei Prof. Dr. Detlef Quadfasel bedanken. Er hat es immer wieder geschafft, mich für die Ozeanographie zu begeistern - ob als Student in seinen Seminaren, oder später als Diplomand und Doktorand in unzähligen Diskussionen. Er ermöglichte mir außerdem die Teilnahme an Konferenzen und Workshops, wodurch ich die Chance hatte, viele Leute kennenzulernen und über den aktuellen Stand der Forschung informiert zu werden.

Desweiteren möchte ich mich bei Prof. Dr. Matthias Tomczak bedanken, der mir einen Aufenthalt am FIAMS finanzierte. Er hat mir durch viele Diskussionen weitergeholfen, nicht nur in der Zeit während seines Besuches am IfM Hamburg oder während meines Aufenthalts am FIAMS, auch per email hatte er immer ein offenes Ohr für meine Belange.

Prof. Dr. Jens Meincke möchte ich für seine Unterstützung danken und dafür, daß er sich bereit erklärt hat als Gutachter dieser Arbeit zur Verfügung zu stehen.

Meinem Kollegen und Freund Marcus Dengler möchte ich für vieles danken, auch für die fruchtbaren Diskussionen die mich immer ein Stück weiter gebracht haben und für die vielfältigen Ablenkungen. In diesem Sinne geht mein Dank auch an Sofie Woelk und Axel Hupe, der mir zudem die Biogeochemie etwas nähergebracht hat.

Allen Kolleginnen und Kollegen im 4. Stock sei gedankt für das nette Arbeitsklima. Heike Wohler hat mir bei organisatorischen Dingen immer geholfen und Henning Wehde war so nett das Korrekturlesen zu unterstützen.

Diese Arbeit stützt sich hauptsächlich auf Beobachtungsdaten, leider habe ich aber keinen einzigen Datenpunkt selbst gemessen. Daher geht mein großer Dank an alle, die dabei geholfen haben die Daten zu gewinnen und aufzubereiten. Besonders erwähnen möchte ich dabei Andreas Welsch, Ulli Drübbisch, Dr. Olaf Plähn, Dr. A. Johan van Bennekom, Dr. Michele Fieux, Kai Jancke und Dr. Viktor V. Gouretski.

Die größte Geduld und, besonders in der Endphase der Arbeit, auch viel Zeit, hat sicher meine Frau Claudia aufgebracht. Ihr Verständnis und Engagement ist unschätzbar. Meiner Tochter Anna danke ich für die bedingungslose Ablenkung die sie auszustrahlen vermag.

Es sei noch den Institutionen gedankt, die die finanzielle Unterstützung zur Anfertigung dieser Arbeit bereitstellten. Das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (BMBF) unterstützte diese Arbeit im Projekt WOCE - Monsoonzirkulation, sowie durch Finanzierung der *FS SONNE* Expeditionen. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) unterstützte die Arbeit durch Finanzierung der *FS METEOR* Expeditionen.